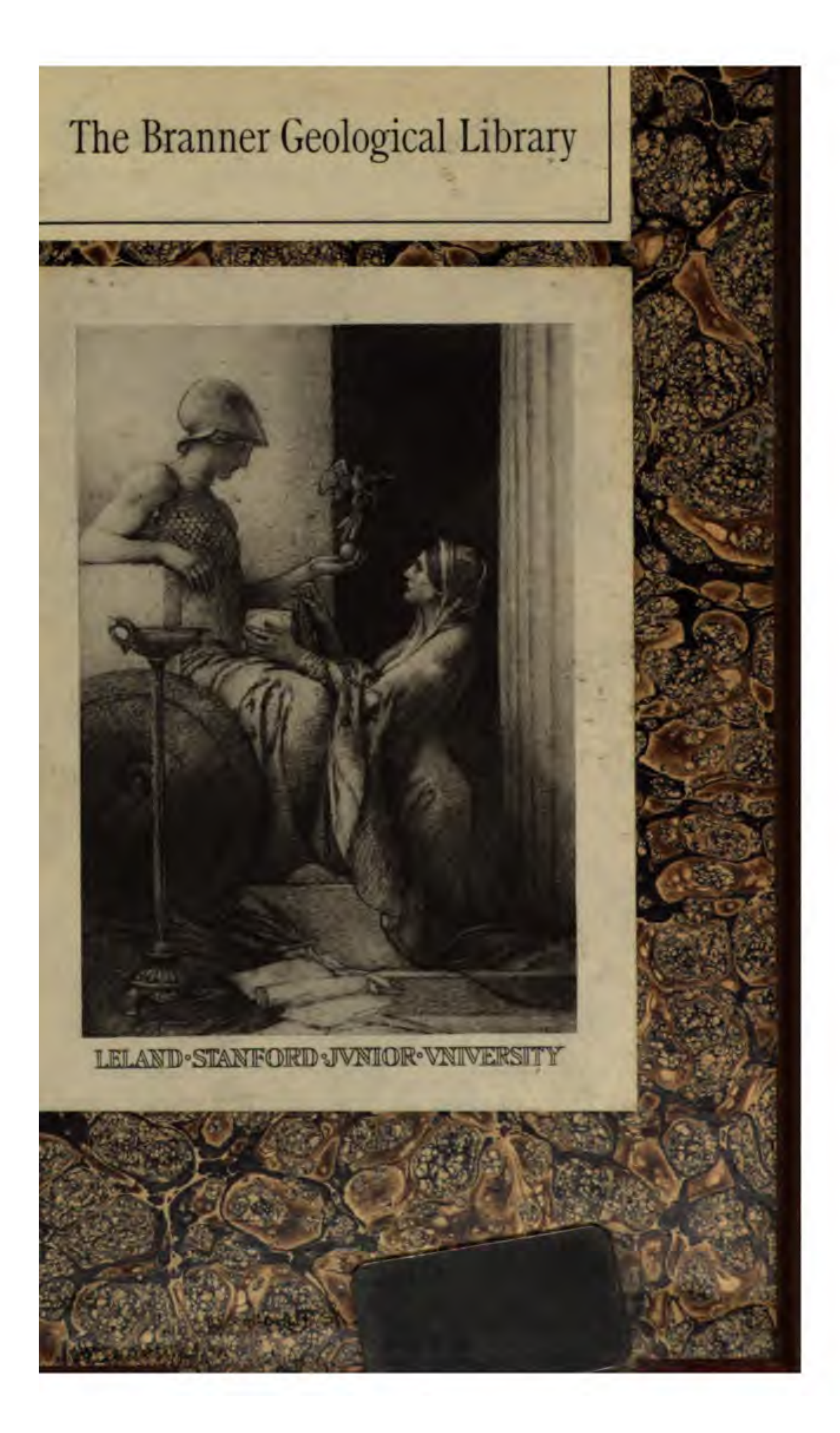




The Branner Geological Library
LELAND·STANFORD·JVNIOR·VNIVERSITY



BIBLIOTHEK

GEOGRAPHISCHER HANDBÜCHER

HERAUSGEGEBEN VON

PROF. DR. FRIEDRICH RATZEL.

Unter Mitwirkung von

Professor Dr. **Georg v. Boguslawski**, Sektionsvorstand im Hydrographischen Amt der Kaiserl. Admiralität in Berlin; Professor Dr. **Oskar Drude**, Direktor des Botanischen Gartens in Dresden; Dr. **Karl v. Fritsch**, Professor an der Universität in Halle; Dr. **Julius Hann**, Professor an der Wiener Universität und Redakteur der Zeitschrift für Meteorologie; Dr. **Albert Heim**, Professor am Schweizerischen Polytechnikum und der Universität in Zürich; Dr. **Albrecht Penck**, Privatdocent an der Universität München; Dr. **Benjamin Vetter**, Professor an der technischen Hochschule in Dresden. Dr. **Zöppritz**, Professor an der Universität in Königsberg i. Pr.

STUTTGART.
VERLAG VON J. ENGELHORN.
1885.

HANDBUCH

DER

GLETSCHERKUNDE

VON

DR. ALBERT HEIM,
Professor der Geologie am Schweizerischen Polytechnikum und der Universität in Zürich.

MIT ZWEI TAFELN UND EINER KARTE.

STUTTGART.
VERLAG VON J. ENGELHORN.
1885.

Druck von Gebrüder Kröner in Stuttgart.

Vorwort.

Als ich die Aufgabe übernahm, ein Handbuch der Gletscherkunde zu schreiben, hatte ich, trotz vielfacher Bekanntschaft mit den Gletschern, doch keine Vorstellung von der Ausdehnung und den Schwierigkeiten dieser Arbeit. Ueber manche der wesentlichen Seiten des Gletscherphänomens scheinen auf den ersten Blick Untersuchung und Erkenntnis vollendet und abgeschlossen zu sein. Allein bei näherer Prüfung des sicheren Beobachtungsmateriales wird man nicht nur der Unvollständigkeit desselben gewahr, nicht nur tauchen neue Fragen auf, sondern es erstehen auch Zweifel über festgeglaubte Dinge. Wenn unser Verständnis der Gletscher schon so weit vorgeschritten und gesichert wäre, wie es aus einiger Entfernung den Anschein hat, dann wären z. B. so grundverschiedene Theorien der Bewegung wie diejenige von meinem Freunde F. A. Forel einerseits und die Gravitations-Plasticitätstheorien andererseits überhaupt nicht mehr nebeneinander zu Bestande möglich. Wir

müssten entscheiden können, während wir heute in Zweifeln stehen bleiben. Aehnlich verhält es sich mit einigen anderen Fragen der Gletscherphysik und Gletschergeologie. Ich habe mich bei den zahlreichen streitigen Punkten dem Charakter der „Handbücher" entsprechend möglichster Objektivität in der Ausscheidung des Sichern vom Fraglichen beflissen — zwar gewiss nicht überall mit genügendem Erfolg; denn demjenigen, der in einer Geisterschlacht selbst mitgefochten hat, kann man nicht zugleich absolut objektive Geschichtsschreibung zumuten. Bei Fragen, die eben in voller Diskussion begriffen sind, konnte die eigene Ansicht nicht verleugnet werden. Ich habe mich so gut als möglich durch die Zweifel hindurch gewunden, ich habe manche Frage offen lassen müssen, ich habe es schliesslich als meine Hauptaufgabe betrachtet, stets auf die Lücken in unserer Kenntnis der Gletscher hinzuweisen. Möchte hierdurch der Gletscherforschung ein neuer Anstoss gegeben werden! Ein ganzes einzelnes Forscherleben würde nicht ausreichen, die sämtlichen hervorgehobenen Fragen zu beantworten, so viele sind ihrer.

Ich habe nicht bloss nebeneinander gestellt, was über Gletscher bisher beobachtet worden ist. In manchen Kapiteln ist die Gesamtauffassung und der Gedankengang, an welchen ich die vorhandenen Beobachtungen angeknüpft habe, mein Produkt. Manche eigene, bisher nicht publizierte Beobachtung habe ich mitzuteilen die Gelegenheit benutzt. In solchen Fällen, wo der Beobachter die Ver-

antwortlichkeit für seine Beobachtung auf sich zu nehmen hat und wo dieselbe nicht schon Gemeingut der Wissenschaft geworden ist, habe ich mich selbst in den Citationen gleich wie die anderen behandelt.

Das Hauptgewicht musste ich auf die Darstellung der allgemeinen Erscheinungen und Gesetze des Gletscherphänomens legen. Ich konnte nicht jede interessante Einzelthatsache aufführen; das liegt in der Natur der Sache und im Plane der „Handbücher". Allein es mag mir auch manche in der Litteratur niedergelegte Beobachtung entgangen sein, welche in unserer „Gletscherkunde" von Rechts wegen hätte Aufnahme finden sollen. Litterarisch vollständig und durchgreifend gerecht zu sein, bietet besondere, mit dem besten Willen und der grössten Arbeit nicht vollständig zu überwindende Schwierigkeiten selbst für einen Verfasser, der mit einem weit bessern Gedächtnis bedacht ist, als ich.

Besondern Dank schulde ich Albert Mousson, „Die Gletscher der Jetztzeit", Zürich 1854. Das konzentrierte vortreffliche Büchlein war mir eine wichtige Stütze, ein steter Begleiter und hat meine Arbeit namentlich in Beziehung auf die ältern Untersuchungen über Gletscher wesentlich erleichtert. Wenn meine „Gletscherkunde" als eine neue (entsprechend den während 30 Jahren vermehrten Kenntnissen wesentlich umgearbeitete und vielfach erweiterte) Auflage desselben aufgefasst würde, so wäre meiner Arbeit damit die beste Empfehlung mitgegeben.

Endlich erlaube ich mir noch folgendes besonders zu erwähnen.

1. Ich habe principiell durch dies ganze Handbuch hindurch das metrische Masssystem und die Temperaturen nach Celsius verwendet. Es war schwieriger, als man denken könnte, alle in allen möglichen Massen gegebenen Originalzahlen umzurechnen, weil die Unvorsichtigkeit in diesen Dingen oft so weit geht, dass der Beobachter es gar nicht notwendig findet, zu sagen, was für Fusse, was für Zolle, Pfunde oder Temperaturgrade er meint, und man oft erst nach langem Suchen zufällig einen Anhaltspunkt darüber gewinnt. Dass ein Franzose Pariser Zolle, ein Engländer Fahrenheitgrade meint, weiss jedermann, allein was soll man vermuten, wenn ein Bayer, Badenser, Schweizer oder Oesterreicher in einer in Berlin erscheinenden Zeitschrift von Fussen, Zollen, Meilen, oder wenn ein Norweger in einer englischen Zeitschrift von *inches* spricht?

2. Die allgemeinen Lehrbücher der Geologie und physikalischen Geographie enthalten meistens Abbildungen über Gletscher. Mit seltenen Ausnahmen sind dieselben ganz entsetzlich schlecht. Die alten Bildchen werden immer wieder verwendet. Ich gebe zu, dass es nicht ganz leicht ist, ein gutes Gletscherbild zu zeichnen, noch schwieriger ist es, ein Original in der Natur dazu zu finden, welches möglichst frei von auffallenden Individualitäten vor allem einen Typus darstellt. Nach langem Besinnen habe ich mich entschlossen, von Glet-

scheransichten zu abstrahieren, und zwar aus zwei Gründen: teils weil unsere Karte weit mehr Gletschererscheinungen zur klaren Anschauung bringt, als es eine Reihe von Bildern thun könnte, teils weil ausgezeichnete Photographien von Gletschern ja heutzutage leicht in beliebiger Auswahl überall verbreitet oder leicht zu erhalten sind und die Photographie doch die besten Gletscheransichten liefern kann.

Unsere Karte des Aletschgletschers ist wie folgt entstanden:

Durch Zusammendruck von zwei Blättern der schweizerischen Specialkarte gewonnen, ist sie vom eidgenössischen topographischen Bureau in Bern hergestellt worden. Ich verdanke es dem freundlichen Entgegenkommen von Herrn Oberst Lochmann, Chef desselben, diese herrliche Karte meinem Buche beigeben zu können. Die topographische Aufnahme des südlichen Blattes wie die Revision des nördlichen ist durch einen meiner Specialschüler und Freunde, den Ingenieur-Topographen X. Imfeld, ausgeführt worden. Der Kenner wird leicht aus der Individualisierung und Darstellung der Formen das Verständnis derselben herauslesen, mit welchem der aufnehmende Ingenieur gearbeitet hat. In ähnlicher Weise unübertrefflich an Klarheit und natürlicher Individualisierung der Form, frei von jeder konventionellen Schablone ist der Stich von meinem Freunde R. Leuzinger in Mollis ausgeführt. Da es immer noch viele hochgebildete Leute gibt, die eine Kurvenkarte nicht lesen

können, habe ich den Versuch gemacht, durch einen selbst auf Stein gezeichneten Ton in vorherrschend vertikal gedachter Beleuchtung die Reliefwirkung der Karte zu erhöhen. Meinem Verleger endlich danke ich, dass er meinem Wunsche, diese Karte beizufügen, so bereitwillig entgegengekommen ist. Er hat rasch erkannt, welchen Wert es für unsere „Gletscherkunde" hat, dieselbe durch eine bisher unübertroffene, wahrhaft klassische kartographische Darstellung des grössten Gletschers der Alpen zu illustrieren.

3. Ich schliesse mit einer Bitte an meine geehrten Leser. Ich bin nicht imstande, alle Publikationen, welche sich auf Gletscher beziehen, aufzufinden. Möchten diejenigen, welche durch ihre Beobachtungen oder in irgend einer Weise zur Verbesserung oder Vervollständigung der „Gletscherkunde" beizutragen im Falle sind, mich unterstützen, indem sie mir zu Handen einer allfälligen zweiten Auflage Notiz geben. Ich werde jede Korrektur, jeden Wink, jede neue Mitteilung dankbar entgegennehmen und selbstverständlich stets das geistige Eigentumsrecht achten.

Hottingen-Zürich, August 1884.

Albert Heim.

Inhalt.

Einleitung.

Die gewaltigen Bewegungen der Atmosphäre und des Wassers wie die Lebensäusserungen der Pflanzen und Tiere auf der Erde stammen von der Sonne her. Umgewandelte Sonnenwärme, Sonnenkraft ist der Motor dieses wunderbaren Mechanismus. Jährlich hebt die Sonnenwärme in Dunstform über 1000 geogr. Kubikmeilen Wasser in die Höhe. Die beim Niederfallen wieder freiwerdende umgewandelte Sonnenarbeit modelliert die Erdoberfläche durch das Hilfsmittel der Bäche, Flüsse und Ströme. Regen und Schnee, Lawinen und Gletscher, Quellen und Ströme, sie müssen einst alle aufhören, wenn die Sonne ihren Vorrat an lebendiger Kraft ausgestrahlt und nicht eine neue Sonne die Erde zu sich genommen haben wird.

A. Ursachen der Temperaturabnahme nach Meerhöhe und Polhöhe.

Die Sonnenbestrahlung bedingt teils unmittelbar, teils auf allerlei Umwegen (Verdunstung von Wasser, Ausscheidung von solchem, Wind, Meeresströmungen etc.) das Klima. Nach denjenigen Regionen der Erde hin,

wo die Sonnenstrahlen den Boden unter stets schiefer werdendem Winkel, oder in den Polargebieten sogar jedes Jahr während mehreren Monaten gar nicht mehr treffen, kommen wir in ein kälteres Klima, zuletzt in einen nur wenig unterbrochenen, sogar einen „ewigen“ Winter hinein. Ganz ähnliches beobachten wir auch in den gemässigten und warmen Zonen beim Aufsteigen in die Höhe in einem Ballon oder an den Gehängen eines Gebirges. Die Temperaturabnahme mit der Höhe hat lange Zeit der Erklärung Schwierigkeiten bereitet. Steigen wir denn nicht dorthin der Sonne entgegen, und erreichen uns ihre Strahlen dort nicht unmittelbarer als unter den dunstigeren tieferen Lagen der Atmosphäre?

Die niedrigere Temperatur der hohen Regionen erklärt sich in folgender Weise:

1. Wenn die Atmosphäre sich vorwiegend unmittelbar durch die Sonnenstrahlen erwärmen würde, so würden die zunächst getroffenen oberen Luftschichten sich am stärksten erwärmen, für die unteren bliebe nichts mehr übrig. Die Tiefe wäre kalt oder nur von der Erdwärme beeinflusst, Winde könnten nur in geringem Masse entstehen, um Mischung der höheren warmen Luftschichten mit den tieferen kälteren zu erzeugen. Dem ist aber nicht so. Die Atmosphäre lässt die leuchtende Wärmestrahlung namentlich in ihren höheren Schichten zum grössten Teile ungestört durchgehen, so dass sie nur in sehr geringem Masse von oben erwärmt wird. Die Sonnenstrahlen bewahren den grösseren Teil ihrer Wärme bis durch die tieferen Schichten hinab und geben dieselbe erst dem Erdboden ab. Nach den Versuchen von Violle ergab sich den 16. und 17. August 1875 bei ganz hellem Wetter, dass nur 6% der Sonnenstrahlung von der Atmosphäre schon über dem Gipfel des Mont Blanc (4810 m) absorbiert wurden, 11% bis zu den Grands Mulets (3050 m), 21% bis zum Niveau von 1200 m, und dass 70—75%, also der überwiegende Teil, den Erdboden im Meerniveau erreichen. Unter mittleren geographischen Breiten wird zwar bei wechselnden Witterungsverhältnissen durchschnittlich mehr, nahezu die Hälfte der Strahlen von der

Atmosphäre aufgenommen, in den Polargebieten noch etwas mehr, in den Tropen viel weniger. Immer aber absorbieren gerade die oberen Luftschichten nur sehr wenig Wärmestrahlen. Es geht hieraus hervor, dass die Luft der höheren Regionen relativ kalt bleibt.

2. Aus den erwähnten Versuchen folgt ferner, dass 1% der Sonnenstrahlung zwischen 3050 und 4800 m Meerhöhe im Mittel von einer Luftschicht von 350 m aufgefangen wird, zwischen 1200 und 3050 m Meerhöhe aber wird 1% Strahlung schon von 185 m Luft absorbiert. Wie von vorneherein zu erwarten, erwärmt sich also die dichtere Luft der tieferen Regionen bei der Durchstrahlung bedeutend mehr als die dünnere Luft grösserer Höhen. Die genannten Zahlen gelten für trockene helle Tage. Bei feuchter Luft wird dieser Unterschied noch viel grösser, weil der Wasserdampf der Luft ein wohl fünfmal grösseres Absorptionsvermögen für Sonnenstrahlen hat, als trockene Luft, und der absolute Wassergehalt der tieferen Schichten fast immer viel grösser als derjenige der höheren ist. (Vgl. Hann, Klimatologie, S. 175.)

3. Die Hauptmenge der Sonnenstrahlen wird erst von den tiefsten Luftschichten und vom festen Boden aufgefangen, sie erwärmen den Boden, der nun seinerseits grösseren Teils durch Berührung, kleineren Teils durch Strahlung die Atmosphäre *von unten* erwärmt. Unten, nicht oben liegt die Heizfläche für die Atmosphäre, und deshalb werden zunächst und am stärksten und unmittelbarsten die tieferen Luftschichten erwärmt.

4. Allein — so drängt sich die Frage auf — die Felsflächen der hohen Gebirge werden ja stärker, mit 80—95% der Sonnenwärme bestrahlt, sie erhitzen sich thatsächlich an hellen Tagen im Sommer weit mehr als der Boden in der Tiefe, oft so sehr, dass man dunkle Felsflächen kaum mehr mit der Hand berühren darf. Man findet 1 cm unter staubig verwittertem dunklem Gestein bei 3000—4000 m Höhe in den Alpen oft 40—60°. Diese grosse Intensität der Besonnung fällt bei windstillem hellem Wetter jedem Besucher der Höhen auf. Saussure, Bravais, Martins, Forbes, Soret, Violle,

der Verfasser und andere haben diese Erscheinung auch messend festgestellt. Hingegen ist zunächst auf die Thatsache hinzuweisen, dass die Luft trotz dieser intensiven Bestrahlung, welche das Höhenklima an hellen Sommertagen auszeichnet, kühl bleibt. Im Schatten bleibt dabei das Thermometer nicht nur 20—30, selbst 50 ° unter dem der Sonne ausgesetzten Schwarzkugelvakuumthermometer und die erwärmte, den Boden berührende Luft vibriert lebhaft über dem Boden. Der scheinbare Widerspruch erklärt sich einfach: Die bestrahlten Bodenflächen der hohen Regionen sind auf einzelne Berggipfel und Kämme beschränkt, ihre Ausdehnung ist im allgemeinen sehr gering, die dadurch für die hohen Luftschichten gegebene Heizfläche viel zu klein, um ein Gegengewicht gegen die tausendfach grössere, wenn auch etwas weniger stark bestrahlte Bodenfläche tieferer Regionen zu bilden. Es kommt noch hinzu, dass an den Kämmen der Hochgebirge ein grosser Teil des Bodens mit Schnee bedeckt ist, der die Wärme zur Schmelzung absorbiert und die umgebende Luft auf 0 ° dadurch erhält. Nur ein kleiner Teil der kleinen Oberfläche ist lufterwärmender Fels. Bei ausgedehnten Hochplateaux haben wir unter sonst gleichen Umständen eine höhere Lufttemperatur als bei gleich hohen isolierten Gipfeln; in der Längsrichtung eines Thales aufsteigend nimmt die Temperatur mit der Höhe langsamer ab, als an einem steilen Gehänge aufsteigend. Das sind Erscheinungen, welche von der Ausdehnung der Bodenfläche, welche die Luft erwärmt, herrühren. Mit der Höhe nimmt im allgemeinen die Ausdehnung der erwärmten Bodenfläche im Verhältnis zum Volumen der zu erwärmenden Luftschicht jener Region sehr rasch ab, weshalb wiederum die höheren Luftschichten kälter bleiben. Selbst lokale Lufterwärmung an isolierten Gipfeln tritt wegen den stetigen Windströmungen jener Höhen nicht ein.

5. Die erwärmte Luft der tieferen Regionen dehnt sich aus und steigt in die Höhe hinauf. Dabei aber kommt sie unter geringeren Druck und dehnt sich deshalb abermals aus. Ausdehnung verbraucht Wärme. Durch

je 100 m Aufsteigen kühlt sich die Luft um etwa 1 ° C ab. Das ist bedeutend mehr als der Betrag der mittleren Temperaturabnahme der Luft nach oben. Bald wird deshalb die aufsteigende Luft nicht mehr wärmer sein als ihre Umgebung und zu steigen aufhören. Deshalb kann die warme Luft der tieferen Regionen die höheren Luftschichten auch durch Aufsteigen nicht erwärmen: das Aufsteigen ist beschränkt, und beim Aufsteigen kühlt sich die Luft durch Ausdehnung ab.

6. Infolge des verminderten Luftdruckes ist bei derselben relativen Feuchtigkeit, Temperatur und Windstärke auf bedeutenden Höhen die Verdunstung eine viel lebhaftere. Schneeflächen, nasse Dinge trocknen rasch aus. Dabei wird Wärme gebunden und an Stelle der feuchten Wärme der Thalgründe und tieferer Regionen überhaupt tritt trockene Kälte in den Höhen.

7. Wenn keine Insolation vorhanden ist, d. h. im Schatten und nachts, findet Ausstrahlung des Bodens nach dem kalten Weltraum hin statt, dessen Temperatur auf — 140° geschätzt wird. Allein die Atmosphäre, welche den grösseren Teil der direkten Sonnenstrahlung durchgehen lässt, verhält sich wesentlich anders gegenüber den veränderten, vom Boden diffus zurückgehenden Strahlen, sie ist fast undurchlässig für dieselben. Wie die Glasdächer der Gewächshäuser die Wärme einstrahlen lassen, aber die vom erwärmten Boden zurückstrahlende Wärme gefangen halten, so ermöglicht auch die Atmosphäre in den Bodenflächen eine Aufspeicherung der Wärme, woraus eine bedeutend höhere mittlere Temperatur des Bodens und der Luft dicht darüber hervorgeht, als sie dem Gleichgewicht zwischen ungehinderter Ein- und Ausstrahlung entsprechen würde. Mit der Erhebung über Meer aber nimmt die über dem Boden liegende Lufthülle an Höhe und noch viel rascher an Dichte und deshalb an Wirksamkeit ab. Fast schutzlos sind die höchsten Gebirgsregionen der Ausstrahlung nach dem kalten Weltraum preisgegeben und ihre mittlere Temperatur muss deshalb viel niedriger sein als unten unter dem dichten Luftmantel. Die Wirkung hiervon ist nicht

nur in der Luft der Höhen spürbar; der Boden dieser Regionen kann sogar oft in einer hellen Nacht sich um einen bedeutenden Betrag unter die Temperatur der umgebenden Luft abkühlen.

8. Für die Ausstrahlung im Schatten und in der Nacht kommt die Gestaltung der Bodenfläche abermals zur Geltung. Bei den scharf gegliederten Kämmen und Gipfeln der Alpen, eines Kaukasus, eines Himalaya sind die nach allen Richtungen ausstrahlenden Oberflächen gross im Verhältnis zu der wärmeverlierenden Bergmasse, absolut gemessen sind sie sehr klein im Verhältnis zu den ausgedehnten, massigen Bodenflächen tieferer Regionen. Endlich sind sie kahl, ohne Schutz durch Pflanzendecke. Alle diese Umstände wirken verstärkend auf den nächtlichen Wärmeverlust der Höhen im Gegensatz zu den tieferen Regionen ein.

Auf manche andere Erscheinungen, welche das Höhenklima charakterisieren, werden wir gelegentlich im weiteren Verlauf unserer Betrachtungen stossen. Wir heben aber schon hier hervor, dass Höhenklima einerseits und Polarklima tieferer Regionen andererseits trotz manchen Aehnlichkeiten doch durchaus nicht einander gleichgesetzt werden dürfen. So fehlt dem Polarklima die intensive Sonnenstrahlung heller Sommertage, es ist aber auch die nächtliche Ausstrahlung geringer als auf den hohen Gebirgen und deshalb die Temperatur von Boden und Luft gleichmässiger als dort. Die Ursachen sind verschieden, die Rauheit des Polarklimas liegt vorwiegend in der primär viel geringeren Insolation, die für die Höhen angeführten acht Gründe hingegen treffen für die tieferen Teile der Polarregionen nicht zu. Würde nicht durch die Kondensation der Wasserdämpfe zu Niederschlägen in den höheren Breiten eine ungeheure Wärmemenge, die in den Tropen gebunden worden war, wieder frei, so müssten die hohen Breiten noch viel rauher, die Tropen noch viel heisser sein. Eine ähnliche etwas ausgleichende Wirkung üben auch Wolkenbildung

und Niederschläge in den hohen Regionen der Gebirge zwischen denselben und den tieferen Teilen aus, in gleichem Sinne wirken Lawinen und Gletscher.

B. Betrag der Temperaturabnahme.

1. Nach den höheren Breiten.

Die Isothermen, d. h. die Linien gleicher mittlerer Lufttemperaturen an der Erdoberfläche, fallen wegen der vielfachen, durch den Wechsel in der physikalischen Beschaffenheit der Oberfläche bedingten Unregelmässigkeiten und den Strömungen im Flüssigen und Gasförmigen nicht mit den Parallelkreisen zusammen. Auf gleichem Parallelkreise kommen Differenzen bis über 13° vor. Wollen wir ein übersichtliches Bild über die allgemeine mittlere Temperaturabnahme gegen die Pole hin gewinnen, so thun wir wohl am besten, die mittleren Temperaturen für jeden Parallelkreis aus den auf demselben vorkommenden mittleren Ortstemperaturen auf Meerhöhe reduciert zu bestimmen. Wir erhalten dann folgende Tabelle:

Geographische Breite.	Mittlere Temperatur.	Mittlere Schwankung innerhalb des Jahres.
90° Nordpol	— 16,5°	?
80° Nordhalbkugel	— 14,0°	?
70° „	— 8,7°	33,2°
60° „	— 1,2°	30,7°
50° „	+ 5,8°	24,6°
40° „	+ 13,6°	18,3°
30° „	+ 21,0°	13,8°
20° „	+ 25,3°	?
10° „	+ 26,6°	?
0° Aequator	+ 26,5°	2—5°
10° Südhalbkugel	+ 25,9°	?

Geographische Breite.		Mittlere Temperatur.	Mittlere Schwankung Innerhalb des Jahres.
20°	Südhalbkugel	+ 23,4°	?
30°	„	+ 18,9°	5,6°
40°	„	+ 13,0°	6,6°
50°	„	+ 6,5°	7,4°
60°	„	+ 0,3°	8,2°
70°	„	?	9,0°
80°	„	?	?
90°	Südpol	?	?

2. Nach der Erhebung über Meer.

In den Aequatorialgebirgen wie in denjenigen der gemässigten Zonen ergibt sich aus den Beobachtungen als mittlere thermische Höhenstufe 172 m, d. h. mit je 172 m Erhebung nimmt die mittlere Jahrestemperatur um 1° C ab und zwar in fast gleichem Masse für die tieferen wie die höheren Stufen. Für die Schweizeralpen findet Hirsch an der Südseite 145, an der Nordseite 182 m. In der freien Atmosphäre ist die Abnahme der Temperatur nach oben rascher als an Gebirgsgehängen, an steilen Gehängen rascher als an sanfter geneigten oder in ausgedehntem Hochland. Die Abnahme der Temperatur mit der Höhe ist einer jährlichen Periode unterworfen. Harz, Erzgebirge und Alpen geben übereinstimmend folgende thermische Höhenstufen für 1° C:

Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahresmittel
222	149	143	188	170

Bei ruhiger Witterung lässt sich auch eine tägliche Periode nachweisen, wobei der Temperaturunterschied von Höhe und Tiefe sein Maximum Tags circa 2 Uhr, sein Minimum 6 Uhr Morgens hat.

In Nordamerika sind die Zahlenverhältnisse fast dieselben. Im nordwestlichen Himalaya wurde für den Januar 132 m, für den Juli 244 m gefunden. In Südnorwegen wird es im Winter erst mit 556 m, im Sommer schon mit 114 m Erhebung um 1° C kälter.

Die jahreszeitlichen Schwankungen in der Temperaturabnahme mit der Höhe wachsen im allgemeinen mit der geographischen Breite und der Kontinentalität der Lage. An warmen windstillen Tagen wie in der warmen Jahreszeit ist die Temperaturabnahme nach oben eine raschere als an kalten trüben Tagen und in der kalten Jahreszeit. Zeitweise kommen verschiedene bald lokale bald über weitere Flächen sich erstreckende Anomalien vor (Hann, Klimatologie, S. 151—162). Die jährlichen wie die täglichen Temperaturmaxima treten auf hohen Bergen gegenüber dem Tiefland verspätet ein. Ein gutes Bild von der Abnahme der Wärme mit der Höhe gibt auch die Verzögerung der Vegetationsentwicklung. In den Alpen beträgt dieselbe nach Gebr. Schlagintweit 10—12 Tage für je 325 m Erhebung.

C. Die Schneeregion.

Das zweite unsern Gegenstand beeinflussende klimatische Moment der höheren Regionen ist ihr Schneefall. In kälteren Regionen fällt ein stets grösserer Procentsatz der Niederschläge in fester Form als Schnee, Graupel, Reif; gleichzeitig wird die warme Jahreszeit ärmer an Wärme, die den Schnee wieder wegschmelzen soll. So gelangen wir in solchen Gebieten, welche überhaupt genügende Winterniederschläge aufweisen, nach der Höhe wie gegen die Pole hin in ein Gebiet, wo die ganze Wärme eines Jahres in der Regel nicht mehr ausreicht, den Schnee des gleichen Jahres vollständig in Wasser überzuführen. Da bleibt Jahr für Jahr ein ungeschmolzener Rest Schnee übrig. Derselbe ist eine dünne Rinde in den äussersten Teilen, eine stärkere Schicht weiter im Innern der kalten Region; jedoch nimmt er mit dem Vorrücken in der kalten Region nicht stetig zu, weil in deren innerstem Teil oft

der Schneefall wieder abnimmt. Schnee bedeckt das ganze Jahr hindurch den Boden überall da, wo der Untergrund zum Anhaften nicht zu steil ist; wir stehen in der Region des „ewigen Winters“ der **Schneeregion.** Ihre untere Grenze heisst die Schneelinie oder Schneegrenze. Die Schneegrenze ist also die untere Grenze der dauernden Schneebedeckung in den Gebirgen. Wir können sie auch kennzeichnen als die durchschnittliche äusserste Meerhöhe, bis zu welcher im Sommer die zusammenhängende Schneedecke zurückweicht. Ueber der Schneelinie ist Ueberschuss von Schneefall, unter derselben Ueberschuss von Schmelzwärme.

In den Aequatorialgebieten sind die Jahreszeiten wenig voneinander verschieden. Abgesehen von vorübergehender, durch einzelne Schneefälle erzeugter Schneebedeckung bleibt auch die Schneegrenze ziemlich unveränderlich und regelmässig stehen, so dass sie aus der Ferne wie eine fast gerade Linie erscheint, welche die weissen Gipfel zu einer besonderen Welt abschliesst. In höheren Breiten ist die mittlere Meerhöhe der Schneegrenze viel schwieriger anzugeben. Hier wechseln die Jahreszeiten stark und ebenso auch die verschiedenen Jahrgänge. Je schiefer die Strahlen der Sonne einfallen, desto verschiedener ist ihre Wirkung auf die verschiedenen Berghänge. Andere lokale Einflüsse wie die wechselnden Winde gewinnen eine viel grössere Bedeutung. In schattigen Schluchten und Rinnen, oder wo durch den Wind lokale Anhäufungen entstanden sind, bleiben oft noch weit unter der eigentlichen Schneegrenze einzelne Schneefelder und Schneeflecken das ganze Jahr hindurch liegen, während sonnige Halden und Gräte, da sie inselförmig schneefrei werden, über der mittleren Schneegrenze oft in wenigen Tagen einen prangenden Blütenteppich hervorbringen. An der Schattenseite steht die mittlere Schneegrenze tiefer als an der Sonnenseite. Nicht jedes Jahr weicht der Schnee gleich weit hinauf zurück. So sah man 1865 in den Alpen viele Stellen „aaber“ werden (= schneefrei, ein sehr gebräuchlicher Ausdruck in den deutsch-schweizerischen und öster-

reichischen Alpen, in der Litteratur eingebürgert), die seit Menschengedenken früher schneebedeckt geblieben sind, während in den Jahren 1811—1818 und teilweise auch 1866 und 1883 das Umgekehrte stattfand. An der Schneegrenze stossen Winter und kurzer intensiver Sommer, die in den tieferen Regionen durch Frühling und Herbst weit getrennt sind, dicht zusammen. Pflanzen und Tiere haben sich angepasst und beeilen sich, den kurzen Sommer zu benützen. Aber seine Grenze schwankt von Ort zu Ort, von Jahr zu Jahr.

Die untere Grenze der einzelnen gewöhnlichen winterlichen Schneefälle und die untere Grenze des dauernden, „ewigen“*) Schnees liegen um so weiter auseinander, je verschiedener die Jahreszeiten sind, also je höher die geographische Breite. Humboldt gab hierüber folgende Tabelle:

Geogr. Breite	Untere Grenze des Schneefalls	Untere Grenze des ewigen Schnees	Differenz
0°	3980 m	4790 m	810 m
20°	3020 m	4600 m	1580 m
40°	0 m	3000 m	3000 m

Ein gutes Bild für die Art, wie der Schnee in den Gebirgen der gemässigten Zone im Frühjahr und Sommer bis an die Schneegrenze zurückweicht und hernach wieder tiefer steigt, gibt folgende Zahlenreihe von Ingenieur-Topograph Denzler. Er fand als Mittelwerte 30jähriger Beobachtung (1845—1875 ?) am Sentis (2504 m, 47° N. Br., Schweizeralpen) für die untere Grenze der zeitweisen Schneebedeckung:

1. Dritteil März	. .	690 m
2. „ „	. .	730
3. „ „	. .	730

*) Die Bezeichnung „ewig“ für den Schnee der Schneeregion obschon etwas übertrieben, ist recht wohl anwendbar, sobald man sich darüber verständigt hat, dass damit nicht ewig derselbe Schnee sondern ewige Bedeckung mit Schnee gemeint ist.

1.	Drittel	April . .	810 m	
2.	„	„ . .	900	
3.	„	„ . .	1020	
1.	„	Mai . .	1220	
2.	„	„ . .	1250	
3.	„	„ . .	1470	
1.	„	Juni . .	1750	
2.	„	„ . .	1930	
3.	„	„ . .	2060	
1.	„	Juli . .	2340	
2.	„	„ Gipfel	2504	schneefrei, ebenso bis
2.	„	September		
3.	„	„ .	2030	
1.	„	Oktober .	1980	
2.	„	„ .	1730	
3.	„	„ .	1510	
1.	„	November .	1190	
2.	„	„ .	1000	
3.	„	„ .	870	
1.	„	Dezember .	820	
2.	„	„ .	740	
3.	„	„ bis		

1. „ März ganzes schweizerisches Hochland (400—600 m) mit Schnee bedeckt.

Ferner fand als 30jähriges Mittel Denzler:

Bei	650 m	lag der Schnee an	77	Tagen des Jahres
„	1300 m	„ „ „ „	200	„ „ „
„	1950 m	„ „ „ „	245	„ „ „
„	2700 m	„ „ „ „	365	„ „ „

Am Nordabfall der Centralalpen reicht der Schnee Ende Januar am tiefsten. Dann bedeckt er meistens das ganze Land zwischen Alpen und Jura. Nachher weicht er allmählich zurück bis Mitte September, wo er an die Grenze der Schneeregion zurückgeht, um sehr unregelmässig, oft ganz rasch wieder herabzusteigen.

Ueber die Höhe der Schneelinie oder Schneegrenze, also die Lage der unteren Grenze der Schneeregion in

den verschiedensten Teilen der Erde gibt die Tabelle Aufschluss, welche wir am Schlusse dieser Einleitung beifügen. Wir haben nur noch in aller Bestimmtheit zu betonen, dass in den warmen Zonen die Schneelinie ziemlich genau angegeben werden kann und dort aus der Ferne als eine horizontale Scheidelinie erscheint; sie verliert aber an Schärfe mehr und mehr gegen die Pole hin. Das Schneetreiben durch den Wind führt den Furchen und Thalkesseln mehr zu, als ihrem Mass an Niederschlägen entspricht, nimmt hingegen den Hochflächen und Gräten weg, so dass die Schneelinie in den Mulden und Furchen tiefer steht als an Gräten, Gipfeln und Hochflächen. Die schiefe Lage der Sonnenstrahlen erzeugt ebenfalls grosse Unterschiede. In der arktischen Region können wir oft die Schneegrenze auf 400 m mehr oder weniger nicht bestimmen; wir haben dort keine eigentliche Schneegrenze, sondern eine weite Grenzzone, deren ungefähre Mitte durch die Zahlen der Tabelle gegeben sein soll. Man hatte früher irrig angenommen, die Schneelinie falle mit der Isotherme oder der mittleren Sommertemperatur von 0° zusammen. Allein in ihr gleichen sich nicht wie bei Isothermen Temperaturen auf ein arithmetisches Mittel aus, sondern sie liegt da, wo eben noch die Wärme warmer Jahreszeiten den Schnee der kalten zu schmelzen vermag. Es ist deshalb einleuchtend, dass der Stand der Schneelinie noch mehr als von der mittleren Jahrestemperatur von der Verteilung der Niederschläge auf die Jahreszeit, besonders von der Masse der Schneefälle einerseits und von der Sommertemperatur, d. h. der zugeführten Schmelzwärme andererseits abhängt. Trockener Winter rückt die Schneegrenze hinauf, nasser Winter drückt sie hinunter. Da die Schmelzbarkeit des Schnees wenig schwankt, ob er in mildem oder sehr kaltem Winter gefallen ist, ein heisser Sommer aber viel mehr Schnee schmelzen kann als ein kühler Sommer, da zudem ein milderer Winter viel stärkere Schneefälle bringt als ein zu strenger Winter, so rücken starke Unterschiede von Sommer und Winter die Schneegrenze in

die Höhe, gleichmässigeres Klima setzt sie tiefer. In feuchtem oceanischem Klima steht die Schneegrenze deshalb viel tiefer als im trockenen Kontinentalklima. So finden wir z. B. dieselbe bei gleicher geographischer Breite in Südamerika über 1000 m tiefer als in Europa, und bis 2000 m tiefer als in Nordamerika. An der skandinavischen Westküste, die reich an Winterniederschlägen ist, steht die Schneelinie ca. 150 m tiefer als an dem viel kältern aber trockenern Ostabfall des Gebirges. An den südlichen Kämmen des Himalaya, wohin die feuchten Winde aus der tropischen Tiefebene streichen, steht die Schneegrenze über 2000 m tiefer als an den Nordketten, die an das kältere, aber ausserordentlich trockene Hochland von Tibet grenzen. Die schneereichen südlichen Kämme haben dort den nach dem Innern streichenden Winden ihr Niederschlagsmaterial weggenommen und sie trocken gemacht. Am Kaukasus liegt die Schneelinie auf der trockenen Nordseite 300 bis 450 m höher als auf der sonnigen Südseite, an den Pyrenäen hingegen liegt sie auf der Nordseite bei 2800 m, auf der Südseite aber schmilzt allsommerlich der Schnee fast ganz weg. Nordenskjöld fand an der nordsibirischen Küste bei 600 m Höhe die Berge im Sommer noch schneefrei. Dort erreicht somit bei — 16° Jahrestemperatur die Schneegrenze noch nicht das Meerniveau. Dass sie überhaupt auf der Nordhalbkugel irgendwo in das Meerniveau hinabfalle, ist noch unbestimmt, aber sehr unwahrscheinlich. In Novaja Semlja trifft sie mit der Isotherme von — 11° zusammen. In den Centralalpen liegt die Schneelinie bei der Jahresisotherme von — 4° oder noch genauer in den ganzen Alpen bei der Juliisotherme von + 5° (Schlagintweit), welche wiederum ziemlich nahe zusammenfällt mit der Sommerisotherme von 0°. An der so „ausserordentlich niederschlagsreichen südlichen Westküste von Südamerika bei niedriger Sommerwärme und geringem Temperaturunterschiede zwischen Sommer und Winter“ begegnet die Schneelinie am Vulkan Osorno die Jahresisotherme von + 3° und „es tritt der merkwürdige Fall ein, dass die Schneelinie fast mit der

oberen Baumgrenze zusammenfällt" (Hann, Klimatologie, S. 196, nach Pöppig und Philippi). Die ganze „obere Alpenregion" der Alpen mit ihren Gesträuchgehängen und Alpweiden, wie sie in den Alpen von 1800—2800 m hinaufreichen, fällt dort vollständig aus zwischen Wald und Schnee.

Wir treffen also an der Schneegrenze mittlere Jahrestemperaturen, die von — 17 bis + 3°, also um wenigstens 20° voneinander abweichen können. Ist schon die Temperaturverteilung auf der Erde sehr unregelmässig, so lässt die Niederschlagsverteilung noch viel weniger sich in eine schematische Uebersicht fassen. Im allgemeinen können wir folgende Fälle unterscheiden:

1. Schneefall gross, Schmelzwärme gross. Daraus resultiert ein relativ mittlerer Stand der Schneelinie, wie wir ihn z. B. in den Alpen, im südlichen Himalaya und in Norwegen finden.

2. Schneefall gross, Schmelzwärme klein. Gibt den relativ tiefsten Stand der Schneelinie, wie wir ihn auf der Halbkugel südlich von 46° Südbreite finden.

3. Schneefall klein, Schmelzwärme gross. Gibt die relativ höchste Lage der Schneelinie, wie z. B. im nordamerikanischen Felsengebirge, in den Tropen von Amerika und Afrika.

4. Schneefall klein, Schmelzwärme klein. Gibt einen mittleren bis hohen Stand der Schneelinie, wie z. B. im britischen Nordamerika, in Nordsibirien.

Zwischen den Bedingungen von 3 und 4 liegen manche Gebirge von Nordamerika und Innerasien. Zur Schmelzwärme denken wir uns dabei stets noch die Wirkung direkter Verdunstung des Schnees in trockener Luft zugerechnet. Fall 1 und 4 unterscheiden sich in ihren übrigen Resultaten weit mehr als im Stand der Schneelinie. Dort Ueberhäufung mit Schnee, was zu mächtiger Vergletscherung führt, hier hingegen nur dünne, sich kaum mehrende Lagen von Schnee, wenige oder gar keine Gletscher. (Weiteres Material hierüber siehe im Abschnitte über jetzige Verbreitung der Gletscher.)

Erst nachdem wir an Hand einer Untersuchung über die Verbreitung der Gletscher das Ausgangsmaterial gewonnen haben werden, können wir auch nach der oberen Grenze der Schneeregion fragen.

D. Bedeutung von Lawinen und Gletschern.

Wir haben gesehen, dass in der Schneeregion von jedem Winter ein Rest Schnee ungeschmolzen am Ende des darauf folgenden Sommers noch übrig geblieben ist. Er ruht auf einem Schneerest des vorangegangenen Jahres und der Schnee des kommenden Winters lagert sich darüber. So häuft sich der Schnee in der Region des ewigen Winters an von Jahr zu Jahr. Immer höher sollte er sich türmen, immer weiter müssten die Berge in den Himmel hinauf wachsen. Man hat berechnet, dass auf diese Weise die Alpen seit Beginn der christlichen Zeitrechnung sich eigentlich schon um mehr als 1600 m erhöht haben sollten. Dies geschieht nicht. Die Natur stellt das bedrohte Gleichgewicht wieder her, indem der Schnee seine eigene Last nicht erträgt. Er weicht seitlich aus, er sinkt den tieferen Regionen in den Schoss. In zwei Formen, die beide merkwürdig genug sind, wird der Ueberfluss des Schnees der höheren Regionen den tieferen, welche Wärmeüberschuss haben, zur Schmelzung übertragen:

An steileren Gehängen gerät der Schnee stückweise in rasche rutschende, dann fliessende und stürzende Bewegung: die **Lawine** donnert nieder. Aus den Thalkesseln der Schneeregion herab fliesst langsam in kaum sichtbarer geheimnisvoller Bewegung der Schnee, der sich mehr in einen trägen, mächtigen Eisstrom umgewandelt hat: das ist der **Gletscher.** Was die Lawine durch vorübergehende, plötzliche und heftige Bewegungen thut, das leistet der Gletscher durch stetes langsames Fliessen. Lawinen sind gewissermassen intermittierende, Gletscher

aber kontinuierliche Ströme von Schnee oder Eis, nicht „Eisberge“, „Eisgipfel“, wie man sich dieselben noch im Mittelalter so oft vorgestellt hat.

Bei allen natürlichen Bewegungen im Festen an der Erdoberfläche haben wir oben ein Abriss- oder Nährgebiet, dann ein Weggebiet, tiefer ein Ablagerungsgebiet zu unterscheiden. Quellen wie Wildbäche und grosse Flusssysteme, Steinschläge wie Bergstürze, alles Umformen der Erde durch äussere Agentien, alles Umladen von Material arbeitet in diesem Rahmen. Ganz ähnlich ist auch das Wesen von Lawinen und Gletschern durch drei Hauptmomente bestimmt:

1. die Ernährung durch die Schneeregion;
2. die Bewegung nach der Tiefe;
3. die Abschmelzung unten.

Sowohl für die Substanz der Lawinen und Gletscher selbst wie für den durch sie transportierten Felsschutt haben wir somit zu unterscheiden ein Sammel- oder Abrissgebiet, einen Abflusskanal oder Sturzbahn und ein Ablagerungsgebiet.

In den gemässigten und gar in den heissen Zonen finden die Gletscher beim Absteigen in die Thäler bald, meist schon einige hundert Meter unter der Schneelinie, oft noch in grosser Meerhöhe den zu ihrer Schmelzung erforderlichen Wärmeüberschuss. In den höheren Breiten aber vermag der Gletscher auch im Thalgrund oft nicht zu schmelzen. Dann stösst er hinaus bis in das Meer, bricht dort in gewaltigen Trümmern ab und schwimmt als Treibeis durch Wind und Meeresströmungen geführt endlich vielleicht nach langen Umwegen und Säumnissen in wärmere Zonen der Erde. Reicht also die Wärme der Thaltiefe noch nicht aus, so wird die Schmelzung durch das Zwischenglied des Treibeises anderen wärmeren Himmelsstrichen übertragen.

E. Uebersicht über die Höhe der Schneegrenze in den verschiedenen Regionen der Erde.

Gebiet, Gebirge.	Geographische Breite.	Höhe der Schneegrenze über Meer in m.	Mittlere Jahrestemperatur an der Schneegrenze.	Meerhöhe des tiefsten Gletscherendes in m.	Mittlere Jahrestemperatur am Gletscherende.	Vergletscherung.
1. Nordpolarzone.						
Kaiser Franz-Josephs-Land .	82°	100—300?	—	0	ca. — 15°	stark vergletschert.
Grinellland (N.-Am.) . . .	79—83°	ca. 500?	ca. — 20°	über 0	ca. — 19°	fast keine Gletscher.
Spitzbergen (Horsund) . . .	76° 55′ — 77°	460	— 10°	0	ca. — 10°	stark vergletschert.
Northumberland (N.-Am.) .	76° 23′	über 500	ca. — 20°	—	—	keine oder wenige Gletscher.
Melville Insel (N.-Am.) . .	74° 45′	sehr hoch	ca. — 20°	—	—	
Westgrönland, Randzone .	72°	900—1000	—	0	—	sehr stark, im Inneren kontinental vergletschert.
„ Inneres . .	78°	über 1550	—	0	—	
Ostgrönland	72—74°	900—1250	—	0	—	
Taimyrland (N.-Asien) . . .	75° 30′	über 300	—	—	—	
Nowaja Semlja (Matotschkin)	73° 30′	600—1000	— 11°	0	— 7°	Nordhälfte vergletschert.
Jan Mayen-Insel	71°	800	—	0	— 4°	vergletschert.
Norwegen, Küste b. Mageroe	71° 15′	720	—	—	—	viele Gletscher.
„ „	70°	884	—	0	+ 1°	
„ Inneres	70°	1020	—	—	—	
„ Sulitelma Ostabh. .	67°	1270—1330	—	—	—	
„ „ Westabh.	67°	1010	—	—	—	
2. Nördlich gemässigte Zone.						
„ Troudhjem	64° 8′	1113	—	—	—	zahlreiche Gletscher.
„ Dovrefjeld	62° 20′	1600	—	—	—	
„ Justedals braen West	61° 38′	1300	—	50	—	
„ „ „ Ost	61° 38′	1450	—	—	—	
„ Folgefond West . .	60° 8′	1000	—	320	—	
„ „ Ost . .	60° 8′	1200	—	—	—	
„ Storfond West . .	59° 52′	1400	—	—	—	
„ „ Ost . . .	59° 52′	1670	—	—	—	

Island, Osterjökull Nord	65°	1000—1300	—	—	—	grosse Firnfelder,
„ „ Süd	65°	900	—	20—50	ca. + 2°	kleinere Gletscher.
Westgrönland	63°	1220	—	—	ca. 0°	zus.-hängend vergletsch.
Ostjakischer Ural (As.)	63° 47′	1460	—	—	—	keine Gletscher.
Kamtschacka (As.)	56° 40′	1600	—	—	—	echte Gltsch. nicht sicher.
Sibirien östlich Sajan (As.)	51° 40′	3200	—	?	—	Gl. nicht sicher bekannt.
Küstengebirge (N.-Am.) (Mt. St. Elias 4562 m)	60° 17′	1500	—	0	ca. 0°	vergletschert.
Felsengebirge (N.-Am.) (Mt. Hooker 5105)	52°	ca. 3000	—	ca. 2000	—	einige Gletscher.
Felsengebirge (N.-Am.)	49°—52°	2650	—	1400?	—	sehr wenig vergletschert.
Küstengebirge (N.-Am.) (Mt. Baker 3383 m)	49°	1600	—	—	—	viele Gletscher.
Felsengebirge (N.-Am.) (Wind-River-Range)	43°	3800	—	—	—	drei kleine Gletscher.
Altai (As.) Nordseite	51°	2200	—	1250	—	schwach vergletschert.
„ „ Südseite	49°	2600	—	—	—	
Tatra (Ungarn)	49° 10′	2180	—	2115	—	kleine Gletscher.
Alpen, Tyroler Centralalpen	47°	2820	— 3,8°	1550	— 0,4°	viele grosse Gletscher.
„ Hohe Tauern	47°	2860	— 3,4°	1700	—	
„ Schweiz. Centralalpen	47°	2750—2800	— 2,8°	983—1000	+ 6,5°	
„ Mont Blanc	46° 45′	2860—3100	—	1100	—	
Kaukasus, Westteil, Südabh.	43°	2900—3600	—	1930	—	viele Gletscher.
„ Nordabhang	43°	3300—3900	—	—	—	
„ Ostteil	41°	4300	—	—	—	
Pyrenäen, Nordseite	42° 30′—43°	2700—2800	—	2200	—	nur Hängegletscher.
„ Südseite	42—43°	über 3000	—	—	—	kein bleibender Schnee.
Gran Sasso d'Italia (Apennin)	42° 25′	2900	—	—	—	keine Gletscher.
Felsengebirge (N.-Am.)	40°	über 4000	—	—	—	keine Gletscher.
Sierra Nevada (Kalifornien)	36—42°	3500—4000	—	—	—	keine Gletscher.
Thian Schan (Innerasien)	42°	3750	—	3000	—	stark vergletschert.
Ararat (Vorderas., Armenien)	39° 42′	4250—4300	—	3090	—	keine Gletscher.
Erdjich (Vorderasien)	38° 45′	4000	—	—	—	Firneis im Krater, kein Gl.

Gebiet, Gebirge.	Geographische Breite.	Höhe der Schneegrenze über Meer in m.	Mittlere Jahrestemperatur an der Schneegrenze.	Meerhöhe des tiefsten Gletscherendes in m.	Mittlere Jahrestemperatur am Gletscherende.	Vergletscherung.
2. Nördlich gemässigte Zone.						
Argäus (Vorderas., Kappadoc.)	38° 33′	3300—3400	—	—	—	Firneis im Krater, kein Gl.
Taurus (Vorderas., Cilicien)	37° 20′	2925—3250	—	—	—	keine Gletscher.
Elburs Demavend (Vorderas., Persien)	36°	4300	—	2900	—	Randvereis. ohne Thalgl.
Aetna (Sicilien)	37° 30′	2900	—	—	—	keine Gletscher.
Sierra Nevada (Spanien) . .	37° 10′	3100	—	2860	—	kleiner Hängegletscher.
Künlün (Innerasien) . . .	36°	4800—6000	—	—	—	im mittleren u. östlichen Teile keine Gletscher.
Hindukusch (Innerasien) . .	34° 30′	4000—4500	—	—	—	viele Gletscher.
Libanon (Vorderasien) . .	34° 18′	2960	—	—	—	keine Gletscher.
Karakorum (Innerasien, Tibet) Nordseite	35° 20′	5670	— 4°	3011	+ 9°	reich vergletschert.
„ „ Südseite	35° 30′	5920	—	—	—	reich vergletschert.
Südost-Tibet (Innerasien) . .	30°	5700—6000	—	—	—	reich vergletschert.
Himalaya, Nordseite . . .	28°	4800	— 2,8°	2865	— 2°	reich vergletschert.
„ Kumoan	30° 30′	4800	—	—	—	reich vergletschert.
„ Kaschmir . . .	34°	5600—5650	—	—	—	reich vergletschert.
„ Südteil	27°	4900	—	—	—	reich vergletschert.
Tibet	32°	5500—6000	—	—	—	arm an Gletschern.
Transhimalaya, Nordseite .	30—32°	5500	—	—	—	wenig Gletscher.
„ Südseite . .	—	6000	—	—	—	vergletschert.
Himalaya, Südkette. Nordseite	—	3400	—	—	—	stark vergletschert.
„ „ Südseite	—	3650	—	—	—	stark vergletschert.
3. Tropenzonen beider Halbkugeln.						
Popokatepetl (Mexiko, 5420 m)	18°	4700	—	—	—	kein Gletscher.
Ras-Daschan, 4620 m (Abessinien, Afrika)	13°	4300	—	—	—	kein Gletscher. kleiner Hängegletscher.

Sierra Nevada de Sta. Marta (S.-Am.)	10° 57′	4690	—	4500 ?	—	kleiner Hängegletscher.
Sierra Nevada de Merida (Venezuela, S.-Am.)	8° 5′	4540	—	—	—	kein Gletscher.
Kolumbia (S.-Am.)	4° 46′	4670	—	4260	—	kein Gletscher.
„ „	2° 18′	4690	—	—	—	kein Gletscher.
Quito, Ostküste (S.-Am.)	0°	4700—4860	+ 1°	—	—	kein Gletscher.
„ Westküste (S.-Am.)	1° 30′	4812	—	—	—	keine Gletscher.
Kilimanjaro (Afrika)	3°	5060	—	—	—	
Dschago (Afrika)	3° 7′	4680	—	—	—	
Anden, Bolivia, Ost	16°	4850—5040	—	—	—	
„ „ West	16°	5620	—	—	—	
„ Peru	19° 47′	5650	—	—	—	
4. Südlich gemässigte Zone.						
Anden, Atacama	24° 30′	5200	—	—	—	wenig u. kleine Gletscher.
„ Chili Aconcagua	32° 39′	4485	—	—	—	
„ Chili	33°	4500	—	—	—	
„ Chili Nuble	35°	2580	—	2100	—	Gletscher.
„ Chili Küstenkette	41—44°	1830	—	—	—	zahlreiche starke Gltsch.
Vulkan Osorno (Chili)	41°	1460	+ 3°	—	—	reich vergletschert.
Valdivia	39° 14′	1750	—	—	—	
Corcovado (2289 m, Chili)	43°	1800	—	—	—	
„	42°	1700	—	—	—	
Neu-Seeland (Nordinsel)	39° 20′	2380	—	—	—	
„ „ (Mittel- u. Südinsel)	43° 36′	2300	—	845—210	+ 10°	
Patagonien	46° 50′	—	—	0	+ 8,4°	
Magelhaensstrasse (S.-Am.)	53—54°	1100	—	—	—	Schnee und Gletscher.
Sarmieto, Feuerland (S.-Am.)	54°	1070	—	0	+ 6°	
Süd-Shetland-Inseln (George)	62°	0	—	0	—	
5. Südpolarzone.						
Victoria-Land	70—78°	0	—	0	—	
Mount Melbourne	74° 15′	0	—	0	—	

Abschnitt I.

Die Lawinen[1]).

In den schweizerischen Alpen heisst „lauenen“ zur Tiefe fallen. Man unterscheidet die „Erdlaui“, „Steinlaui“, „Schneelaui“, „Gletscherlaui“. Auch die Worte „Lauana“, „Löwene“, „Lauina“, „Läni“, „Laui“, sind im Gebrauch. In Tirol heisst die Lawine „Lähne“, französisch „avalanche“, italienisch „avalanga“ oder „valanga“, im Tessin „luvina, slavina“, romanisch „lavina“. Diese letztere Form, der ursprünglichen wohl am nächsten stehend, ist aus dem lateinischen „labi“ = heruntertutschen, abrutschen entstanden und wahrscheinlich von den Räthoromanen auf die erst später eindringenden deutschen Alpenbewohner übergegangen. Die Anlehnung an „lau“ (laues Frühlingswetter) ist eine nachträgliche Erfindung, die der wirklichen Herkunft des Wortes nicht entspricht.

Auch die Lawine hat ihr Sammelgebiet oder Abrissgebiet, ihre Sturzbahn, „der Lawinenzug“ (Lahnenrunst, Tirol), und ihr Ablagerungsgebiet, der Lawinenkegel. In den Alpen, an deren Erscheinungen wir uns hier zunächst halten müssen, liegen die Schnee-

---

[1]) Die erste monographische Bearbeitung der Lawinen ist „J. Coaz, eidgenössischer Oberforstinspektor, Die Lawinen in den Schweizeralpen“, Bern 1881. Wir verdanken diesem Buche manche der folgenden Notizen.

sammelgebiete derjenigen Lawinen meistens über der Waldregion, welche bis in die Thäler, bis in das Gebiet der Ortschaften hinabgehen. In zahllosen Furchen ziehen sie durch die Wälder hinab. Manche Lawinenzüge greifen bis hoch über die Schneegrenze hinauf. Eine ganze Menge von Lawinen endlich gehören nur den höheren Regionen an, sie besorgen den Transport des Schnees von den höchsten Gräten bis in die Mulden der Schneeregion oder bis auf Thalstufen und Terrassen hinab, die über den tieferen Thalgründen liegen. Seltener reichen in den Alpen Lawinen bis in die tiefsten Stufen der Hauptthäler hinab. Im skandinavischen Hochgebirge stürzen sie häufig bis in die Fjorde hinunter. Die Verwitterung hat an den Gehängen der Gebirge, ausgehend von bald tiefern, bald höheren Thalstufen oder Terrassen als Basis, zahllose Furchen geschaffen, die durch Nachbrechen des Gesteines stets höher hinauf greifen, um sich im oberen Teil zu verzweigen und trichterförmig zu erweitern. Sie wiederholen in steilen Böschungen und kleiner Ausdehnung das Grundrissbild der grösseren Wildbachgebiete und der Flussthäler, deren Kindheit sie ja darstellen. Bald fällt trockener Verwitterungsschutt durch diese „Steinschlagrinnen" oder es bilden sich bei Regenfall Wildbäche darin. Der niedergeführte Schutt wächst unten als Schuttkegel aus der Rinne heraus [1]). Wie sie an den Gehängen die Geleise für den gewöhnlichen Schutttransport nach der Tiefe bilden, so arbeiten sie im Winter und Frühling als Lawinenzüge. Wenn oben die Furche in unbewaldetes Gebiet, in ausgedehnte, steile, mit niedrigem Gebüsch (Alpenrosen, Heidekräuter etc.) oder Gras bewachsene Halden übergeht oder in trichterförmig erweiterte Nischen mit glatt entblössten, schiefen Felsflächen, dann ist sie als Lawinenzug das Abflussgebiet für den Schnee, der dort oben fällt. Die Lawine selbst reisst gelockerten Schutt, Erde, Holzstücke mit und befördert die Schuttkegelbildung am Fusse der

---

[1]) A. Heim, Die Verwitterung im Gebirge, Basel bei Benno Schwabe.

Rinne, wo sie auf dem Schuttkegel liegen bleibt und allmählich abschmilzt.

Lawinen sind nicht, wie man oft meint, eine Ausnahmserscheinung, sondern sie sind in allen schneereichen Gebirgen mit steilen Gehängen ganz allgemein. Vielerorts schliesst sich eine Lawine dicht neben die andere an, im Sammelgebiete hängen die benachbarten Lawinen oft zusammen. Nach schneereichen Wintern fallen fast so zahllose Lawinen, wie es zahllose Furchen an den Gehängen gibt. Dafür ein Beispiel:

In der Gotthardgruppe [1]) zählt man auf einer Grundrissfläche von ca. 325 km², welche in das Quellgebiet von Vorderrhein, Reuss und Tessin fällt, ca. 530 ausgeprägte Lawinenzüge, welche mit Ausnahme schneearmer Jahre fast alle jedes Jahr Lawinen liefern. Ueberdies bilden sich noch nach schneereichen Wintern unregelmässige andere Lawinen. Coaz schätzt die Fläche der Lawinensammelgebiete und Lawinenzüge auf diesem Gebiete auf ein Vierteil der gesamten Oberfläche und das Quantum des durch die Lawinen zu Thal geführten Schnees im Mittel per Jahr auf 325000000 m³. Durch diese Lawinen wird somit jährlich eine Schneemasse bewegt, welche einer mittleren Bedeckung der ganzen Oberfläche mit 1 m Schnee gleich käme. Die mittlere Schneeführung des einzelnen Lawinenzuges berechnet sich hieraus zu ungefähr 600000 m³. Da durch einen Lawinenzug jährlich oft nur eine, häufig zwei oder drei, seltener zahlreichere Lawinen abgehen, so steigt die mittlere Stärke der einzelnen Lawinen immerhin auf mehrere hunderttausend Kubikmeter Schnee.

In den Schweizeralpen beträgt bei 1800—2500 m Meerhöhe, also in derjenigen Region, in welcher sich die meisten Anrissgebiete der Lawinen befinden, der jährliche Schneefall etwa 5 m, er kann aber auch bis zu 8 m und noch mehr ansteigen. Eine Schicht von 12 mm solchen Schnees ergibt beim Schmelzen 1 mm Wasser,

[1]) Vergleichen die Lawinenkarte in Coaz, Lawinen der Schweizeralpen.

so dass 6 m Schnee ungefähr ½ m Wasser entsprechen. Fällt der Schnee zwischen 0 und 4°, so ist er grossflockig, bei 0 bis — 12° besteht er nur aus einzelnen Eiskrystallen oder einfachen Sternchen. Ungleiche Anhäufung des Schnees, durch Wind bedingt, hat auf die Lawinenbildung viel Einfluss. Hinter schützenden Kämmen und Bergkanten im Windschatten häufen sich die gejagten Flocken ungestört an und bilden da bald Lager[1]) von 10—20 m Dicke, bald sich anhängende, frei hinausragende Schneeschilder[2]). Das Abbrechen eines Schneeschildes ist oft die erste Veranlassung zum Entstehen einer Lawine. Nicht immer folgt auf schneereiche Winter auch starker Lawinenfall, andauernder Föhn verzehrt einen grossen Teil Schnee auf dem Wege der Verdunstung. 1559 auf 1560 wurden in den Centralalpen manche Ortschaften unter der Schneelast erdrückt, ohne dass in jenem Jahr viele Lawinen abgingen[3]).

Bewegungsart der Lawinen. Beim Gleiten oder Stürzen grösserer Massen von an sich starren Trümmern (Eis, Fels etc.) kann das einzelne Teilchen nicht mehr frei elastisch von einem Aufschlagspunkte unter gleichem Winkel abprallen. Es stösst an andere benachbarte Teile, welche seine Bewegungen hindern und absorbieren. Ein Teilchen überträgt den Ueberschuss seiner lebendigen Kraft durch Anschlagen den anderen, es entsteht ein gemeinsames Strömen, wobei die tieferen am Boden zurückgehalten rascher rotieren, die oberen rascher fliessen. Statt eines Sturzes zur Tiefe in weiten Sprüngen resultiert hieraus ein Strömen, der Trümmerstrom schmiegt sich Hindernissen an und lässt sich von denselben ab-

---

[1]) „Gwechten", „Zwechta" (Wallis), „Zwöchta" (Urseren Uri), „Gonfle" (Unterwallis), „Sguflo" (Engadin), „Gufla" (Graubündten Oberland), „Gonfiati" (Italien), „Cuss" (Livinerthal Tessin), „menée" (Jura).

[2]) „Schneeschild", „Schneebrett", „Guxschild", „neige en surplomb", „corniches de neige", „congères" (Sevennen), „curuna da nev", „carungas" (romanisch).

[3]) Chr. Brügger, Naturchronik, Programm der Kantonsschule Chur.

lenken, statt abzuprallen, er ist mehr plastisch als elastisch. Je grösser seine Massen im Vergleiche zu den einzelnen Trümmern sind, desto überraschender gleicht die Bewegung derjenigen einer Flüssigkeit [1]). Felsstürze sehen aus der Entfernung um so mehr wie trübe Sturzbäche aus, je gewaltiger sie sind. Bergstürze, bei denen viele Millionen Kubikmeter niederbrechen, wiederholen in grossem Massstabe die gleiche Erscheinung; sie liefern oft, den Thalgestalten angeschmiegt, lange Trümmerströme auf flachem Untergrunde. Sand in kleinem Experiment auf einem Relief angewendet, bewegt sich in ganz ähnlicher Art, und endlich kann man Schnee und Gletscherlawinen aus einiger Entfernung von plötzlich angeschwollenen Sturzbächen nur schwer unterscheiden: Die Lawinen sind periodische Schneeströme, ihre Bewegung ist vorwiegend ein Fliessen. Der Schnee an den steileren Bergflanken drückt langsam thalabwärts, verschiebt dadurch oft unmerklich langsam Steine und Hütten, und drückt die Sträucher und jungen Bäume abwärts, so dass auch die erstarkten aufrechten Baumstämme fast immer aus einem thalwärts gebogenen Stammstücke sich erheben. Solche langsam gleitende Bewegung kann bedeutende Wirkungen ausüben, sie geht über in den eigentlichen Schneerutsch („Schneeschlipf"), und zwischen Schneeschlipf und Lawine ist nur ein gradueller Unterschied.

Es gibt, und zwar wie es scheint in allen Gebirgen, zwei Haupttypen von Schneelawinen, die Staublawinen und die Grundlawinen. Die Eislawinen sind viel spärlicher. Sie treten auf als Gletscherlawinen (vgl. Abschn. II) und, freilich sehr selten, nachdem sich ein heftiges Hagelwetter an einem steilen Gehänge entleert hat, als Hagellawine. Eine solche wurde z. B. im Juli 1878 am Eiger abends $4^1/_2$ Uhr beobachtet, nachdem sich um 3 Uhr ein heftiges Hagelwetter über

---

[1]) Vergliche n über Trümmerströme A. Heim, Der Bergsturz von Elm, Ztschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch., 1882, p. 82 etc. und „Ueber Bergstürze" Neujahrsblatt der Züricher natf. Ges., 1882.

das Thal von Grindelwald (Berneroberland, Alpen) entleert hatte.

Staublawinen sind im allgemeinen die Lawinen des Winters. Nur oben in der Schneeregion gibt es auch solche in der wärmeren Jahreszeit. Sie entstehen unregelmässig während oder nach starkem Schneefall meistens als „Oberlawinen“, dadurch, dass frischer, kalt trockener, nicht ballender Schnee auf älterer, zusammengesinterter, oft gefrorener Schneeunterlage in Bewegung gerät. An manchen Orten (z. B. Saas im Grund, Wallis) fürchtet man besonders Staublawinen nach windstillem, starkem Schneefall. Die Erklärung liegt darin, dass unter diesen Umständen der Schnee an steilen Gehängen sich vorübergehend viel höher auftürmen, aber sich nicht lange halten kann. Abbruch von G'wechten, der Tritt eines Tieres, Wind, auch Lufterschütterung durch Schall (Glockenschläge, Peitschenknall, Schuss, Geschrei) kann den Losgang veranlassen. Auf der Sammelgebietsfläche wird erst an einer Stelle, dann rasch um sich greifend auf weiterer Fläche der flimmernde Schnee wie lebendig, er rieselt herab, er wirbelt auf, wie ein gewaltiger Sturzbach wirft er sich donnernd zur Tiefe. Der kalte trockene Schnee stiebt hinaus in die Luft und bald ist alles in eine Schneestaubwolke gehüllt. Dadurch, dass eine schwere Last von Schnee sich in die Atmosphäre hinaus verteilt, wird diese gedrückt und in der Bewegung mitgerissen: es entsteht ein starker Windstoss in der Richtung der Lawine. Ein Teil des Schnees bleibt am Fusse des Gehänges mit glatter Oberfläche als staubige gleichförmige Masse, in der man tief einsinkt, liegen; der schneebeladene Wind aber fährt noch weit darüber hinaus, so dass weit herum alles auf der der Lawine zugekehrten Seite weiss bepudert wird. Eisstaub und Schneestaub dringt mit dem pfeifenden Windstoss durch alle Fugen in Gebäude und Kleidung hinein, um sich überall anzusetzen. Man hat schon beobachtet, dass der staubartig zerteilte, durchlüftete Schnee durch den Hochwald fährt, ohne die Stämme zu brechen, während der stärkste Windschlag über die Wipfel der Tannen

hinschiesst und erst am gegenüberliegenden Gehänge eine weite Bresche in den Wald schlägt.

Die Staublawinen fallen unregelmässig nach Ort und Zeit, bedingt durch die Art des vorangegangenen Schneefalls. Sie können wegen dieser Unregelmässigkeiten, wenigstens wenn sie in die tieferen Regionen hinabgehen, auch gefährlich werden. Stets richtet dabei der Windschlag den grössten Schaden an: er bricht in wenig Sekunden hunderte von Stämmen, hebt Dächer ab oder wirft ganze Bäume und kleinere Gebäude vor sich hin an den gegenseitigen Thalhang hinauf. Nur ein Beispiel aus hunderten: Im Winter 1877/78 gingen im Forstbezirk Gusswerk in Steiermark zwei Lawinen nieder, welche zusammen 44 340 m^2 Waldfläche mit 3320 Bäumen beschädigten und 155 Stück Wild (Hirsche, Rehe, Gemsen) töteten.

Staublawinen oder „avalanches de poussière“ heissen sie, weil ihr Schnee staubförmig trocken ist und sich nicht ballt. Die Italiener nennen sie avalanga fredda, die Romanen lavina da fraid, weil sie bei der Kälte, nicht bei Tauwetter erscheinen, avalanches par la bise werden sie in Entremont (Wallis) genannt.

Die Grundlawinen, auch „Schlaglawinen“, „Schlasslawinen“, „Schlassemlawinen“, „avalanches de fond“, „valanghe calde“, „lavina da chod“ genannt, sind die Lawinen des Tauwetters. Sie fallen im Frühling, und zwar besonders bei raschem Umschlag der Witterung im Sinne bedeutender Zunahme der Temperatur. Bis auf den Grund reisst der Schnee ab, so dass im Sammelgebiet nach dem Niedergehen der Lawine der dunkle, schneefreie Boden erscheint. Daraus erklärt sich auch ihre Regelmässigkeit. Die Form des Untergrundes bestimmt unmittelbar ihre Bahnen. Sehr viele Grundlawinen stürzen Jahr für Jahr, andere nur nach mehreren Jahren durch die bekannten Lawinenzüge, in welchen nur Rasen, niedriges Gestrüpp und verzwergte Bäumchen sich, mit Gefahren ringend, erhalten können. Hie und da kommt es vor, dass eine grosse Zahl von Lawinen ausbleiben, nach schneereichen Wintern hingegen

donnern sie in allen Furchen nieder. Die Grundlawine kommt meistens nur einmal, seltener zwei- oder gar dreimal durch den gleichen bekannten Lawinenzug herab. Am Fusse des letzteren, wo dann der Lawinenkegel sich bildet, war oft schon längst aller Schnee weg und der Frühling eingezogen. Bei Föhnwetter können die Grundlawinen zu jeder Stunde, selbst des Nachts, zu Thale fahren. Bei normaler Witterung erscheinen sie mittags zwischen 10 und 3 Uhr. Je nach der Gestaltung des Untergrundes und der Lage zu Schneewind und Sonne fallen oft die verschiedenen Lawinen eines Gebirgsstockes in einer bestimmten Reihenfolge. Von Zeit zu Zeit erlangt eine Grundlawine ausserordentliche Ausdehnung. Sie kann dann, besonders an Umbiegungen, aus dem gewohnten Geleise hinausfahren oder viel tiefer als gewöhnlich gehen und verheerend ungewohnte Wege einschlagen.

Vor dem Abfahren der Grundlawinen findet man den Schnee im Sammelgebiete durchnässt, zusammengesintert, schwer und ballig. Das Schmelzwasser sickert endlich durch den Schnee und überströmt dessen schlüpfrigen Rasen- oder Felsuntergrund, so dass der Schnee oft zur Hälfte hohl liegt. In diesem Zustande ist er zur Thalfahrt bereit. Es genügt nun das Wegtauen oder Weichen irgend einer entgegenstehenden Schneemasse, das Einbrechen eines Stückes der Schneedecke, eine geringe Erschütterung oder auch Abtrennen durch Tritte eines unvorsichtigen Menschen oder Tieres, um die ganze Schneedecke zusammenhängend ins Gleiten und bald ins Dahinstürzen zu bringen. Wälzen, Fliessen, Gleiten, Stürzen wechseln miteinander ab oder finden gleichzeitig gemischt statt. Der ballige Schnee bleibt beisammen. Selbst beim Sturz über Felswände bildet er keine Schneestaubwolke, sondern spritzt nur wenig auseinander, um gleich nachher wieder als kompakter Schneestrom zu fliessen. Der Ton, der während dem Abtrennen ein Rauschen war, wird zum knallenden Donner. Es kommt vor, dass durch Felsgesimse Lawinen in weitem Bogen in die Luft hinausgeworfen

werden. „Die Urbachlaui“ im Berneroberland z. B. schiesst durch die Luft über das Wäldchen „im toten Winkel“ hinaus, lässt dasselbe unbeschädigt und erreicht erst tiefer unten wieder den Boden. Aehnliches übt eine Lawine am Ortstock (Kt. Glarus). Kleinere Lawinen des Tauwetters beginnen oft damit, dass ein irgendwo anhängendes Schneestück abfällt. Es wälzt und vergrössert sich, bricht wieder, so dass allmählich ein Strom von Schneeballen entsteht, die einzeln selten mehr als 1/2 m Durchmesser haben. Schlagintweit[1]) nennt diese Abänderung „Rolllawinen“.

Wenn die Lawine auf flacheren Boden gelangt, bewegt sie sich langsamer. Man kann dann sehen, dass sie sich vorne wälzt, weiter zurück fliesst und zwar in der Mitte rascher als am Rande. Am Grunde bleibt oft der Schnee vorübergehend am Boden haften, es entstehen streifige Gleitflächen in der Lawine, so dass der innere obere Teil in einem muldenförmig aus dem unteren und äusseren Schnee gebildeten, glatten Kanal zeitweise gleitet. Im Inneren der Grundlawine, wahrscheinlich hauptsächlich durch die Verzögerung der Bewegung gegen den Untergrund, entstehen wälzende, drehende Bewegungen, welche, weil der ballige Schnee nicht leicht von einem Teilchen zum anderen Differentialbewegungen annimmt, zur Bildung einer ungeheuren Zahl von Schneeballen führen können. Dieselben sind bald nur von wenigen Centimetern Durchmesser, bald aber auch 1—2 m gross, bald kugelrund, bald Rotationsellipsoide, oft sogar scheibenförmig oder cylindrisch. Die Kugeln rollen aber nicht auseinander, sie drehen sich im Inneren des zwischenliegenden Schneecementes oder aneinander und übereinander, indem sie dicht zusammengedrängt liegen und gewiss fortwährend ihre Gestalt, Grösse und Zahl verändern. Lücken und Löcher entstehen in den oberen Teilen der Lawine, die tieferen bleiben kompakter. Ist die Lawine zum Stillstand gekommen, so haften die einzelnen Teile dieses Schneeballenkonglomerates sogleich

---

[1]) Schlagintweit, Untersuchungen etc. . . . S. 33.

ziemlich fest zusammen. Die frisch gestürzte Lawine ist dann trotz der Festigkeit des Schnees viel mühsamer zu überschreiten, als ein frisch tief gepflügtes Ackerfeld. Bei den Kohäsionseigenschaften balligen Schnees sucht derselbe die innere Gruppierung in lauter Rotationseinheiten mit der Horizontalachse ungefähr senkrecht auf die Bewegungsrichtung, weil dieselbe die grösste Fliessgeschwindigkeit der ganzen Masse ermöglicht, wie überhaupt bei allen Strömen, wo einzelne kleinere oder grössere Teile in sich selbst starr sind (Sandstrom, Felstrümmerstrom und wohl auch Flüssigkeitsstrom) durch Reibung am Untergrund interne rotierende Bewegungen hervorgerufen werden. Bei den Staublawinen hingegen drehen sich die einzelnen, in einem Gemisch von Luft und ihresgleichen schwimmenden kleinen Kryställchen; die Bewegung wird derjenigen einer Flüssigkeit noch viel ähnlicher, aber interne Ballenstruktur entsteht nicht. Kurze Zeit nachdem die Lawine in Stillstand gekommen ist, verkitten sich auch die Ballen, so dass die ballige Struktur nur noch in den oberen Teilen sichtbar bleibt.

Der vordere Teil der stürzenden Grundlawine verzögert zuerst die Bewegung, der hintere drückt nach, die Lawine „schreit", sie knirscht und steht nach wenigen Augenblicken als „Lawinenkegel" still. Menschen, welche mit Lawinen gestürzt sind, berichten alle übereinstimmend, dass sie wie schwimmend in oder auf der stürzenden Lawine ihre Glieder frei bewegen konnten, dann folgte aber unmittelbar vor dem Stillstehen ein lautes Knirschen und ein enormer Druck, so dass sie meinten, zerquetscht zu werden. Im folgenden Augenblicke nach dem Stillstande der Lawine fanden sie sich unbeweglich fest ringsum von Schneeeis eingegossen. Erst wenn die Körperwärme das anliegende Schneeeis schmilzt, kann der Eingeschlossene sich wieder ein wenig bewegen, oder ein einzelnes eingeschlossenes Glied, an dem er gefangen gehalten war, frei machen. Es ist schon vorgekommen, dass von Lawinen Erfasste an der Oberfläche blieben mit Ausnahme eines Fusses oder Rockzipfels, der nun aber so fest eingefroren war, dass sie ohne fremde Hilfe

mit Hauwerkzeugen oder im letzteren Falle ohne Zurücklassen des Kleidungsstückes die Lawine nicht verlassen konnten. Mit Ausnahme der äussersten Rinde ist im Moment des Anhaltens die ganze nasse Schneemasse zu einem festen, zusammenhängenden Guss geworden. Der Druck hat die Schneeteilchen zur Regelation (Zusammengefrieren) gebracht, wie überhaupt starker Druck zwei nasse Schneeballen fest verbindet. Allmählich sintert der Lawinenkegel noch etwas dichter zusammen.

Die Lawinenkegel haben meistens 5 bis über 20 m Dicke, sie können einige hundert Meter lang und breit sein. Sie sind im Gegensatz zu manchen Steinschuttkegeln nur sehr unregelmässig kegelförmig. Kleinere Lawinenkegel haben einen Inhalt von 10 000—20 000 m^3, grössere von einigen hunderttausend Kubikmetern sind nicht selten. Die „Schwabentobellawine“ zwischen Davos und Wiesen warf sich schon wiederholt so auf die Poststrasse, dass der Verkehr durch einen 50—70 m langen Schneetunnel wieder hergestellt werden musste. Im April 1879 mussten mehrere solche Schneetunnel auf der Südseite am Simplonpasse gestochen werden. Bei vielen Bergstrassen kommt dergleichen in Zwischenräumen von einigen Jahren fast regelmässig vor. Die Lawine „Raschitsch“ bei Zernetz erreichte am 23. April 1876 die Engadiner Poststrasse und ging bis in den Inn hinaus. Ihr Kegel war 168 m breit, im Mittel 12 m dick, 300 m lang, der Inhalt betrug ca. 600 000 m^3 und der Schneetunnel für die Strasse hatte 75 m Länge. Lawinenkegel von 1 000 000 m^3 entstehen bei weit sammelnden langen Lawinenzügen nach schneereichen Wintern nicht selten. Ich habe z. B. im Frühling 1876 den Lawinenkegel der Bristenlaui, welche vom Bristenstockgipfel oberhalb der Brücke bei Amstäg in die Reuss geht, auf ca. 1 000 000 m^3 kompakten, halb vereisten Schnees gemessen und berechnet. Oft bestehen Lawinenkegel aus Anhäufungen mehrerer Lawinengänge aus dem gleichen Zug, oder es vereinen sich mehrere Lawinenzüge in der Tiefe und lagern ihre Schneemassen über oder nebeneinander.

Wenn sich die Lawinen in Flüsse und Bäche werfen, kann eine vorübergehende Stauung entstehen. Bei Schneelawinen kommen indes starke Stauungen mit verheerenden Durchbrüchen [1]) nur äusserst selten vor, offenbar weil der Schnee der Grundlawine am Taupunkt steht und das Bach- oder Flusswasser der tieferen Region, in das sie sich wirft, eine merklich höhere Temperatur hat, so dass sich sofort ein enger Durchpass für das Wasser ausschmilzt, der sich dann rasch erweitert. In weitem, dunklem Gewölbe braust der Bach unter der Lawinenbrücke durch. Solche Schneebrücken bleiben selbst in tieferen Thälern oft das ganze Frühjahr, ja sogar bis in den Spätsommer hinein tragfähig, zuletzt wird ihr Ueberschreiten gefährlich, sie werden dünner und brechen endlich ein. Manchmal bleibt von grossen Lawinen im ersten Sommer noch ein Rest ungeschmolzen zurück und erst im darauf folgenden Sommer verschwinden sie ganz. So verging z. B. der letzte Rest der oben erwähnten Raschitschlawine erst am 22. Juni des Sommers 1877. Solche letzte Reste stehen oft in sonderbaren, Einsturz drohenden Gestalten da. Unterdessen ist der Lawinenschnee durch teilweise Schmelzung, Durchtränkung mit Schmelzwasser, Regen etc. und Wiedergefrieren mehr und mehr vereist. Er nimmt die Beschaffenheit von grobkörnigem, festem Firn oder Firneis an. Grosse Lawinenkegel drängen sogar durch ihre Last langsam abwärts wie Gletscher und erhalten hie und da Spalten als Folge solcher Spannungen.

Die Grundlawine hat den Schnee in ihrem Sammelgebiete bis auf den Grund aufgerafft. Der Boden im oberen Teile des Lawinenzuges ist nach dem Abgang der Lawinen glatt, fest und schlüpfrig; die verdorrten Rasenhalme sind in der Richtung der Bewegung angedrückt und der Boden oft streifig geschürft. Erweichte Teile

[1]) Den 29. Jan. 1827 wurde der Inn bei Süs eine halbe Nacht lang durch eine Lawine gestaut, und das Dorf kam ins Stauwasser. 1878 staute die Kuhtobellawine das Davoserlandwasser derart, dass der nachfolgende Durchbruch die Strasse auf 130 m Länge zerstörte.

des Bodens, Fetzen des Rasens, Felstrümmer sind mitgerissen worden. Indem die Lawine dieselben durch den Lawinenzug hinunterreisst, schürft sie nicht nur weichen Schuttboden an, was schon der schwere Schnee allein vermag, sondern selbst fester Fels wird gestreift und geschrammt und an seinen Vorsprüngen merklich abgenutzt.

Auf dem schwindenden Lawinenkegel und an dessen Rande häufen sich allmählich alle Unreinigkeiten an, welche im Schnee eingeschlossen waren. Die Oberfläche schmilzt uneben aus und wird schmutzig, mit Erde und Steinen bedeckt. Hie und da erscheinen Gerippe und mumienartige Reste von verunglückten Tieren (Gemsen, Füchse, Murmeltiere, selbst Birkhühner, Schneehühner, Adler) auf dem schwindenden Lawinenkegel. Grosse Felstrümmer schützen ihre Unterlage teilweise vor Abschmelzung, so dass sie sich bald auf einem Schneesockel als sogenannte „Lawinentische“, den Gletschertischen entsprechend, relativ über die umgebende Schneefläche erheben. Im Sommer unterscheidet nur noch das erfahrene Auge den kotigen Lawinenrest von einem Schutthaufen oder Trümmerfeld. An Stelle des Schnees erscheinen dann, aus mitgerissenen Wurzelstücken und Samen aufblühend, Pflanzenkolonien aus den höhern Regionen inmitten der Thalflora (so z. B. Ranunculus alpestris, Soldanella alpina und pusilla, Drias octopetala, Arabis alpina, Linaria alpina, Saxifraga oppositifolia, Alnus viridis). Sie erhalten sich oft mehrere Jahre, oder werden durch zeitweise Verstärkungen sogar beständig.

Bei der Grundlawine ist der Windschlag gering, der Schneeschlag um so gewaltiger, die Wirkung aber lokal enger begrenzt als bei den Staublawinen. Die weitaus grösste Mehrzahl der Grundlawinen fegen nur ihren Lawinenzug aus, ohne Schaden zu erzeugen. Nach ausserordentlich starken Schneefällen aber kommen sie zahlreicher und gewaltiger. Sie verlassen dann ausnahmsweise, etwa an einer Krümmung die gewöhnlichen Bahnen oder gehen tiefer hinab. Schlagen sie in den Wald, so werden nicht selten mehrere hundert Stämme auf einmal

zusammengebrochen. In jedem Teile der Alpen kommen von Zeit zu Zeit solche ausserordentliche Lawinenfälle mit allerlei Unglück im Gefolge vor. In den Centralalpen waren die Jahre 1668 und 1827 vielfach sehr verhängnisvoll [1]). Damals wurden nicht nur viele einzelne Ställe und Häuser, sondern selbst ganze Teile von Dörfern verschüttet, Menschen und Vieh verloren das Leben. An der oberen Waldgrenze und in den höchsten Thalstufen der alpinen Region tritt Lawinenschaden ziemlich regelmässig auf. Fast von Jahr zu Jahr werden dort keilförmig weiter hinabreichende Lücken in den Wald geschlagen, oder das Ergrünen der Weide durch die zahlreichen Lawinenkegel zum wenigsten verspätet und der Boden mehr und mehr durch mitgerissene Felstrümmer überschüttet. Im allgemeinen hat der Lawinenschaden in den Alpen im Laufe der Zeit zugenommen. Wenn die Menschen selbst die Entwaldung in kurzsichtig egoistischer Weise befördern, so schreitet das Uebel um so rascher fort (Urserenthal Uri, viele Teile der Ostalpen etc.). In der Unteralp hinter Andermatt (Gotthardgebirge 1630 m über Meer), in der obersten Stufe des Fellithales (Kt. Uri 1900—2000 m) in dem langen Thalboden hinter dem Dorfe Hinterrhein ca. 1700 m bis zum Zapportgletscher haben wir Beispiele von noch zu Anfang dieses Jahrhunderts guten Alpweiden, die jetzt durch die Lawinen fast ganz „vergandet“ (d. h. mit Steinen überschüttet) sind, wo jetzt oft das ganze Jahr hindurch ein Lawinenkegel am anderen liegen bleibt. Aehnliche, durch Lawinen verwilderte Thalgründe trifft man auch im norwegischen Gebirge. Jährlich verunglücken Menschen und Tiere in den Lawinen. Im Jahre 1878 auf 79 z. B., das wohl ein mittleres Lawinenjahr war, gerieten in der Schweiz 40 Menschen in Lawinen (teils Staub-, teils Grundlawinen), 14 davon verloren dadurch ihr Leben, die anderen konnten gerettet werden. Im gleichen Jahre kamen 30 Stück Vieh in Lawinen um. Berggewohnte Pferde, Hunde und auch die Gemsen zeigen einen scharfen

---

[1]) Vgl. Coaz, „Die Lawinen“, Statistik, S. 57 etc.

Instinkt, sie wissen den Lawinen meistens auszuweichen. Die von Lawinen Verschütteten sterben entweder dadurch, dass sie zerschlagen und zerrissen werden, oder sie ersticken oder erfrieren. Wenn im nächsten Bergdorf oder der nächsten Schutzstation an einem Bergpass Kunde von einem Lawinenunglück eintrifft, so zieht man mit langen dünnen Stöcken zur Stelle und stösst überall in den Schnee hinab. Trifft man auf einen Verschütteten, so fühlt man dies sofort an der Veränderung des Widerstandes. Lebt er noch, so versteht er jedes Wort, das über ihm gesprochen wird, seine Stimme aber ist oben nicht hörbar. Schon oft haben sich Menschen nach mehr als zweitägigem Begrabensein wieder vollständig erholt. Es kommt alles darauf an, ob ein glücklicher Zufall sie in einer günstigen Lage eingebettet hat, wo ihnen Luft zukommen kann.

Im Gebirge trifft man auf eine Menge Namen, die von Lawinen hergeleitet sind. Schon seit alter Zeit sind allerlei Schutzmassregeln gegen Lawinengefahr angewendet worden, wie Einbau der Häuser ins schiefe Terrain, derart, dass die Lawine über das Dach hinausfährt, Kellergewölbe in der Bergseite der Häuser, gemauerte Nischen an der Bergseite der Strassen als Zufluchtsstätten im Notfall, „Spaltecken“ („Triangel“, „Pfeil“, „Abwurf“, „barbachian“, „Schutzstock“, „breccie“) d. h. überhöhte, keilförmig bergaufwärts gerichtete Steinprismen hinter Häusern, Ställen, Kirchen, welche die Lawine zerteilen oder über das Gebäude wegleiten oder ablenken, Galerien aus Holz oder Steingewölbe, Tunnel an den Strassen und Bahnen, selbst grosse Mauern zum Schutz für ganze Dörfer. Die genannten Arbeiten zielen alle darauf hin, den Schaden der schon gebildeten und stürzenden Lawine lokal zu verhindern; sie sind sogenannte Partialkorrektionen. Denselben gegenüber stehen die Totalkorrektionen, welche das Entstehen der Lawine für immer verhindern. Seit dem Jahre 1867 sind in der Schweiz schon zahlreiche gefährliche Lawinen in dieser Weise systematisch verbaut worden, und diese Verbauungen haben sich in jeder Richtung bewährt. Durch

Gräben oder Terrassierungen, viel besser aber durch zahlreiche, nur 1 m hohe längere oder kürzere Mauerstücke oder Pfahlreihen aus Holz oder Eisen, welche im Sammelgebiete in der Richtung der Horizontalkurven über und nebeneinander zerstreut errichtet sind, wird der Schnee gewissermassen am Boden festgeheftet, so dass er niemals ins Rutschen gelangen kann; er bleibt liegen und schmilzt allmählich zusammen, wo früher die Lawine ihre Schneelast sammelte. Man beginnt mit der Verbauung im obersten Teil des Sammelgebietes und schreitet nach unten fort. In der Auswahl der Dimensionen und Mittel hat man sich den lokalen Verhältnissen anzupassen. Der Lawinenzug kann dann wieder aufgeforstet werden. Solche Verbauung hat sich zudem oft als weit weniger kostspielig als die anderen Schutzmassregeln erwiesen.

Die Lawinen sind eine gewöhnliche normale Erscheinung im ganzen Gebiete der Alpen. Sie kommen in allen schneereichen und steilböschigen Gebirgen vor. Aus dem Appenin werden kleinere Lawinen in Form von Schneerutschungen berichtet. In den Sevennen und Vogesen sind eigentliche Lawinen nicht bekannt, wohl aber aus dem Schwarzwald. In den Pyrenäen, den Karpathen, dem skandinavischen Hochgebirge sind Lawinen wieder eine regelmässige normale Erscheinung. Massenhaft fallen Staub- und Grundlawinen dort von den Rändern der Hochflächen bis in die Fjorde hinab. Sève berichtet sogar von einer Lawine, die den dort 1130 m breiten Fjaerlandsfjord (Arm des Sognefjordes) oft für die Schifffahrt sperrt, und einmal über denselben einen gangbaren Schneedamm gebildet haben soll. Der Kaukasus weist in manchen Gebieten hochgradige, ganz den Alpen ähnliche Lawinenerscheinungen auf, dem Ural hingegen fehlen sie. Aus dem Himalayagebirge und besonders auch aus den neuseeländischen Alpen wird von zahllosen Lawinen berichtet, welche durchaus denen der Alpen entsprechen. Alle Gebirge, in welchen die Schneeverhältnisse der Art sind, dass Gletscher entstehen können,

haben auch Lawinen, allein die Lawinen sind noch in vielen Gebirgen vorhanden, wo Gletscher sich nicht mehr zu bilden vermögen (z. B. Sierra nevada von Kalifornien). Die Lawinen sind noch viel weiter verbreitet als die Gletscher. Es ginge weit über den Rahmen dieser Arbeit, einzelne Beispiele merkwürdiger Lawinenfälle zu erzählen. Das erwähnte Buch von Coaz liefert solche. Wir müssen uns mit den allgemeinen Erscheinungen begnügen.

Bei der Verbauung der Lawinen wird es sich stets nur darum handeln können, die gefährlichsten, schädlichsten Lawinen zum Schweigen zu bringen. Die erdrückende Mehrzahl wird ihr Spiel fortsetzen, unbehindert durch den Menschen. Dem ist gut so: denn die Lawinen sind ein wesentliches Moment zur Ausgleichung des Klimas der verschiedenen Höhenregionen und Jahreszeiten. Ohne die Lawinen wäre es oben noch kälter, unten im Sommer noch heisser und trockener, denn der massenhafte Schneefall oben macht dort Wärme frei, die Lawinenschmelze unten bindet solche. Ohne die Lawinen würde die Schneelinie im Gebirge tiefer stehen, zahllose schöne Alpweiden und Heuwiesen des Gebirges würden zu dauernden Schneefeldern werden, die Gletscher sich vergrössern und das Klima überhaupt rauher, das Gebirge viel weniger bewohnbar sein. Im ganzen gereichen die Lawinen dem organischen Leben auf der Erde und speciell in den Gebirgen zum grossen Segen, denn ihr Nutzen ist unvergleichlich grösser als ihr Schaden. Dem Klima der tieferen Regionen schadet bei dem dort vorhandenen Wärmeüberschuss der heruntergestürzte Schnee in der Regel kaum merklich oder nur ganz lokal. Die Bedeutung der Lawinen springt am besten in die Augen, wenn man an einem Tautage des Frühlings ins Gebirge steigt. Von allen Gehängen her, aus allen Schluchten heraus hört man sie niederdonnern, von allen Seiten her ertönt ihr Echo. Zu hunderten stürzen sie wie Wasserfälle, bald in schmalen blendenden Silberfaden, bald in grösseren Massen zur Tiefe nieder: Der Berg schüttelt seinen Wintermantel ab! Das ist das Geläute, mit dem der Frühling im Gebirge Einzug hält!

Abschnitt II.

Die Gestalt der Gletscher.

Ueberall auf der ganzen Erde, wo ein zusammenhängenderes Relief in der Schneeregion liegt, entstehen Gletscher. Sie sind eine allgemeine Erscheinung.

Dem entsprechend finden wir auch in zahlreichen Sprachen Namen für Gletscher. So heisst Gletscher:

Französisch: Glacier, im Wallis Biegno, in den Pyrenäen Serneille.

Italienisch: Ghiacciajo, vedretto, im Piemont Ruize, im Aostathal im 12. Jahrhundert rose, roisa oder roise, abgeleitet von dem Stamme ro, welcher rinnen, fliessen bedeutet im Sinne von Flussquelle.

Romanisch: glatscheret, vedrett, vadret.

Deutsch: Gletscher, Kt. Glarus, Schweiz: Firre, Firn, Tirol: Ferner, Kärnten: Kess oder Käss, Tauern: Kahr.

Norwegisch: Brae, Schneefeld = Sneebrae, Gletscher = Isbrae.

Lappländisch: Jegna.

Isländisch: Jökull.

Grönländisch: Soak.

Die Worte glacier, glatscheret, ghiacciajo, Gletscher sind alle von dem Stamme Glac gebildet. Firn, Ferner soll von „fern“ = vorjährig (vorjähriges, alt liegendes Schnee- oder Eismaterial) abgeleitet sein.

A. Einfluss der Gebirgsgestalt auf die Vergletscherung. — Teile des Gletschers. — Alpiner, skandinavischer und grönländischer Vergletscherungstypus. — Anblick eines Gletschers.

Reichen nur einzelne Gipfel eines Gebirges in die Schneeregion, so können sich keine eigentlichen Gletscher bilden. Die vorherrschend konvexe Gestalt wirkt eher auf eine Zerteilung als ein Sammeln des Schnees hin. Am unteren Rande vereisen zwar die Schneelagen mehr und mehr und zeigen Zerreissungen infolge ungleicher Bewegungen, aber zur Ausbildung eines Eisstromes kommt es nur dann, wenn der Schneeregion grössere konkave Flächen angehören. So fehlen in Spanien in der Sierra nevada bei 2760 m Schneegrenzenhöhe und 3470 m hohem Gipfel (Cerro de Mulhacen) die Gletscher; die Sierra de Gredos weist nur ein unbedeutendes Gletscherchen auf. Am Argäus (Höhe 4023 m, Schneelinie 3260 m) und Ararat (Höhe 5115 m, Schneelinie 4320 m) kommt es aus Gründen der Bergform nicht zur Gletscherbildung. In den meisten doch sehr hohen Gebirgen des tropischen Amerika und des nordamerikanischen Felsengebirges ist die Gletscherbildung sehr schwach. Zu den meteorologischen Bedingungen der Gletscherbildung müssen eben noch orographische Bedingungen erfüllt sein, wenn grosse Gletscher entstehen sollen, und diese orographischen Bedingungen kann der Gletscher sich nicht selbst schaffen. Wenn ein zusammenhängendes Relief mit Thalkesseln und weiten Mulden, die als Sammelgebiete wirken, nur wenige hundert Meter in die Schneeregion hinaufreicht, entstehen bedeutende Gletscher, während solche den vereinzelten Gipfeln fehlen, selbst wenn dieselben über 2000 m in die Schneeregion hineinragen. Bei Gebirgen mit schroffen Kämmen einerseits, bei solchen mit Plateauhochflächen andererseits nimmt die Vergletscherung einen wesentlich verschiedenen Charakter an. Als Typus für das erstere können die Alpen, für das letztere das skandinavische Hochgebirge gelten.

In den Alpen finden wir als Nährgebiete meist weite, muldenförmige, bergaufwärts oft verzweigte Thalstufen, kesselförmig mit Kämmen und Gipfeln steil und scharf umrandet. Der Schnee rutscht von den Steilrändern in den weiten Kessel hinab und aus demselben wächst der Gletscher heraus und steigt durch den einzigen thalabwärts offenen Weg als gewaltiger, träger Eisstrom zur Tiefe.

Das mit grobkörnigem Schnee (Firn, névé) erfüllte Nährgebiet in der Schneeregion heisst die Firnmulde oder kurzweg der Firn. Der daraus abfliessende Eisstrom ist der eigentliche Gletscher. Je grösser das Firngebiet, desto grösser unter sonst gleichen Bedingungen der daraus hervorgehende Gletscher. Das Firngebiet („glacier reservoirs“ Rendu) ist also der der Schneeregion angehörende Teil des Gletschers; die Gletscherzunge („glacier d'écoulement“ Rendu) der unter die Schneeregion hinabsteigende Abfluss aus der Schneeregion. Die Grenze zwischen beiden ist die Schneelinie.

Da eine Schneegrenze wegen der starken Wechsel von Jahr zu Jahr, von Gehänge zu Gehänge sehr schwierig genau anzugeben ist, hat Hugi zuerst den Begriff der Firnlinie eingeführt. Weil der auf den Gletscher im Thalgrund fallende Schnee auf einer immer gleich temperierten Unterlage von 0° ruht, so lässt sich etwas mehr Regelmässigkeit für die Grenze erwarten, wo auf dem Gletscher die neuesten horizontalen Schneeschichten im Hochsommer ausgehen und das Eis darunter zu Tage tritt, als wo der Schnee von Fels- oder Rasengrund wegtaut. Hugi fand in der That für die auf verschiedenste Weise liegenden Gletscher des Finsteraargebietes (schweiz. Centralalpen) Zahlen, welche alle nahe beisammen zwischen 2474 und 2501 m liegen. Die Firnlinie läge hiernach dort ca. 200 m tiefer als die Schneelinie. Allein die Jahre, in welchen Hugi beobachtete, waren hierfür zufällig sehr günstig. Zahlreiche spätere Beobachtungen haben ergeben, dass auch die Schwankungen der Firnlinie noch sehr gross sind. Von einem Jahr zum anderen kann der Unterschied 100 m, sogar

über 200 m Vertikaldistanz betragen, was bei der schwachen Neigung mancher Gletscher eine Verschiebung der Firnlinie von mehreren Kilometern an der Eisoberfläche bedeutet. Es ist eben sachlich unmöglich, scharfe Grenzlinien zu notieren, wo die Natur unregelmässig ist und sogar um ein von Jahrzehnt zu Jahrzehnt und von Jahrhundert zu Jahrhundert sich änderndes Mittel schwankt. So ist es denn auch schlechterdings unmöglich, eine scharfe Grenze zwischen Firnregion, d. h. Sammelgebiet (Ueberfluss von Schneefall) und Gletscherzunge, d. h. Abschmelzungsgebiet (Ueberwiegen der Abschmelzung) anzugeben.

E. Richter (Zeitschr. d. deutsch-österr. Alpenvereines 1883, Heft I) hebt hervor, dass „die Firnfelder der meisten grossen Gletscher sich in zweierlei Räume scheiden: in die hochgelegenen Mulden und Berglehnen, welche die Ueberfülle des Schnees direkt erhalten und in eine Art Sammelbecken, in welchem die Firnmassen zusammenströmen, um dann erst von hier aus als Eisstrom abzufliessen.“ Das Sammelbecken fällt meistens eben in jene Region, in welcher die Firnlinie sich je nach den Jahrgängen verschiebt. Ausgezeichnete Sammelbecken haben der Obersulzbachgletscher (hohe Tauern, Alpen) zwischen 2400 und 2700 m, der Suldengletscher (Tirol) der Aletschgletscher (Schweiz) von 2800 m bis 3000 m etc.

Die Firnmulden der Alpengletscher sind meistens zusammengesetzt. Mehrere Nischen oder Thalbecken ergiessen ihre Schneelast nach dem gleichen Ausweg hin, wie ja überhaupt die Thäler nach oben sich verzweigen, nach unten vereinigen. Ausgezeichnete Beispiele zusammengesetzter Firnmulden finden sich auf dem durch unsere Karte dargestellten Gebiete: die Firnmulde des Aletschgletschers besteht aus drei Hauptmulden, welche alle wieder aus mehreren untergeordneten Mulden den Firn sammeln. Ganz einfache Firnmulden kommen fast nur bei kleinen Gletschern, wie z. B. beim kleinen Triestgletscher unserer Karte, beim Glärnischgletscher und Segnesgletscher (Kt. Glarus) beim Bietgletscher am

Weisshorn (Wallis) vor. Ein ziemlich grosser Gletscher mit einfacher Firnmulde ist der Bifertengletscher am Tödi (Kt. Glarus).

Sehr oft vereinigen sich thalwärts zwei oder mehrere Thäler, welche schon fertig gebildete Gletscher enthalten. Beide Gletscherzungen verbinden sich nun wie Ströme zu einem zusammengesetzten Gletscher, der gegen die Hauptthäler hinabsteigt. Beispiele grösserer Gletscher sind:

1. Einfache Gletscher.

Glacier de Saleinaz (Wallis Mont Blanc-Gruppe)
" " Moiry (Wallis)
" " Corbassière (Wallis)
" " Giétroz (Wallis)
Rhonegletscher (Wallis)
Oberaargletscher (Aaregebiet Bern)
Obergrindelwaldgletscher (Aaregebiet Bern)
Bifertengletscher (Linthgebiet Glarus)
Hüfigletscher (Reussgebiet Uri)
Ghiacciajo del Forno (Maloja Graubündten).

2. Zweifach zusammengesetzte Gletscher.

Fieschergletscher (Wallis, vergl. Karte)
Glacier de Breney (Wallis)
" " Ferpècle (Wallis)
Muttengletscher (Gotthardgruppe)
Ghiacciajo del Albigna (Bergell)
Taschachgletscher (Pizthal Tirol)
Hintereisgletscher (Oetzthal Tirol)
Vernagtgletscher (Oetzthal Tirol).

3. Mehrfach zusammengesetzte Gletscher.

Gornergletscher (Monte Rosa) besteht aus 5 Hauptarmen, von denen mehrere wiederum zusammengesetzt sind. Im ganzen erhält er etwa 8 Zuflüsse.

Zmuttgletscher, Durandgletscher, Arollagletscher, Aletschgletscher (alle im Wallis).

Unteraaregletscher (Aaregebiet) besteht aus zwei Hauptströmen, die selbst zusammengesetzt sind aus im ganzen 14 kleineren Zuflüssen. Untergrindelwaldgletscher.

Morteratsch und Roseggletscher (Bernina). Der letztere besteht aus 2 Hauptarmen, deren jeder wieder aus zwei solchen zusammengesetzt ist.

Mer de Glace (Mont Blanc) aus 3 Hauptströmen, die zum Teil selbst wieder zusammengesetzt sind.

Gurglergletscher, Langthalergletscher in der Oetzthalergruppe, Pasterzengletscher am Grossglockner, Suldengletscher in der Ortelergruppe, letzterer aus drei gleichwertigen Hauptströmen gebildet, sind Beispiele aus dem Tirol.

Da Teilung von Thälern nach unten seltener ist, kommt es auch bei nicht allzu gewaltiger Vergletscherung selten vor, dass Gletscher vollständig in zwei Arme sich spalten müssen. Einzelne vorragende Felsklippen erzeugen hingegen sehr häufig im oberen Teile (z. B. der „Jardin" am Talèfregletscher Mont Blanc-Gruppe, die Isla Pers am Morteratschgl., Berninagruppe), seltener im unteren, eine Gabelung des Eisstromes. Der Fieschergletscher und Oberaletschgletscher im Wallis (vergl. unsere Karte), der Rosenlauigletscher im Berner Oberland, der Pasterzengletscher in Tirol und andere zeigten dieses Phänomen früher sehr schön, sind aber gegenwärtig fast hinter die Felsklippe zurückgeschmolzen. Der Gletscher von Macugnaga (Monte Rosa), der Miagegletscher (Mont Blanc) haben mitten im Thal so viel Steinschutt angehäuft, dass sie sich vor dem eigenen Schutthügel gabeln müssen. Im hohen Norden, besonders an dem Rande des überall gegen die Küsten strömenden Binneneises von Grönland ist Gabelung in grosse Gletscher, welche von dem Hochgletscher in die Fjordthäler hinabsteigen, oder um vorragende Bergklippen herumfliessen müssen, viel häufiger und gewöhnlicher, als die Bildung von zusammengesetzten Gletschern.

Die hohen Nischen an den Gehängen („Kesselthäler") und die hohen Hintergründe kleinerer Seitenschluchten wirken ebenfalls als Gletschernährgebiete, allein ihrer geringen Ausdehnung halber bilden sie nur kleine Gletscher, die, in ihrer Gestalt an einen Wassertropfen auf schiefer Unterlage erinnernd, an den Gehängen und

in den Hintergründen der Schluchten liegen, ohne bis in die ausgebildeteren Thäler hinabzusteigen. Man hat sich daran gewöhnt, mit Saussure die grossen Eisströme als Gletscher I. Ordnung oder nach Hochstetter als Thalgletscher, die kleinen, welche nicht bis in die Thäler hinabzusteigen vermögen, als Gletscher II. Ordnung, Hängegletscher oder Hochgletscher, Jochgletscher (Hochstetter) zu bezeichnen, welche beiden Gruppen von Gletschern selbstverständlich durch zahlreiche Zwischenformen verbunden sind. Ein Blick auf unsere Karte gibt für beide Arten Beispiele.

Gletscher I. Ordnung sind: Oberaletschgletscher, Mittelaletschgletscher, Grosser Aletschgletscher, Fieschergletscher.

Gletscher II. Ordnung: Triestgletscher, die Gletscher O und SO vom Dreieckhorn in dessen Nischen, diejenigen an der Westseite der Walliser Fiescher-Hörner, der Eiger-Guggi- und Giessen-Gletscher im Kessel der Wengernalp.

Bei den Gletschern I. Ordnung sind die breite Firnmulde und der verengte Eisstrom meistens schon durch die Form auf den ersten Blick zu unterscheiden, bei den Hängegletschern trennen sich Firnmulde und Eisstrom nicht deutlich ab.

Von den Gebirgsgruppen der Alpen, welche in zusammenhängendem Relief in die Schneeregion reichen, strahlen dann nach allen Seiten in die Thäler hinabfliessend die Gletscher aus.

Es mögen hier einige Beispiele solcher Gletschergruppen folgen. Wenn das der Schneeregion angehörende Gebiet einer Berggruppe nur klein ist, so erzeugt sie nur wenig und unbedeutende Gletscher. Zu den bedeutendsten Gletschergruppen der Alpen gehören:

Mont Blanc-Gruppe.

Gletscher I. Ordnung derselben sind:

Nordwestseite: Glacier du Trient
„ du Tour
„ d'Argentière
Mer de Glace

Glacier des Bossons
„ de Taconnaz
„ de Bionnasset
„ de Miage du Borrent
„ de Tré-la-tête
Südwestseite: Glacier de l'Allée blanche
„ de Miage
„ du Brouillard
„ de Fresney
„ de la Brenva
„ de Trébouzie
„ de Triolet
„ du Mont Dolent
„ de Laneuvaz
„ de Saleinaz
„ d'Orny.

Dazu kommen noch 30 bis 40 Gletscher II. Ordnung.

Finsteraargruppe.

(Messungen stammend von 1870—1880.)

Gletscher I. Ordnung.	Fläche in km²			Länge der Gl.-Zunge. km	Meerhöhe vom Gl.-Ende.	Richtung des Gl.
	Firnmulde (Sammelgebiet).	Eisstrom.	Gesamt-Gletsch.-Fläche.			
Grosser Aletschgl. .	99,54	29,45	129,0	16,5	1382	S
Mittel-Aletschgl. .	7,0	3,45	10,45	4,25	2326	SO
Ober-Aletschgletsch.	23,89	6,15	30,0	4.55	1863	S
Fieschergletscher .	33,57	6,57	40,14	8,25	1500	S
Oberaargletscher .	6,7	3,7	10,4	4,6	2243	O
Unteraargletscher .	21,0	16,5	37,5	10,55	1879	O
Bächligletscher . .	3,0	2,0	5,0	2.6	2171	O
Gauligletscher . .	20,22	9,37	29,59	5,25	1936	NO
Rosenlauigletscher .	4,63	2,49	7,12	2,25	1792	N
Obergrindelwaldgl. .	12,0	2,5	14,5	3,1	1320	NW
Untergrindelwaldgl.	28,0	8,5	36,5	7,37	1080	NW
Tschingelgletscher .	8,3	5,1	13,4	3,4	1814	N
Kander-Alpetligl. .	—	—	—	—	—	—
Lötschengletscher .	—	—	—	—	—	—
Jägigletscher . . .	—	—	—	—	—	—
Baltschiedergletsch.	—	—	—	—	—	—
16	275,25	91,35	355,57			

Dazu kommen etwas über 100 Hängegletscher. Die gesamte Schnee- und Eisfläche des Finsteraargebietes misst ca. 500 km^2.

Ein Gletschergebiet von enormer Ausdehnung ist dasjenige, welchem der Monte Rosa angehört. Es zählt wenigstens 15 grosse primäre und 120 sekundäre Gletscher. Kleinere Gletschergruppen sind diejenigen des Galenstockes mit 7 Gletschern I. Ordnung, des Tödi mit 3 bis 4 solchen, des Rheinwaldhorns, der Medelsergipfel, der Silvretta, diejenigen an der Nordseite des Oberengadin und andere mehr. Eine weitere bedeutende Gletschergruppe ist die

Berninagruppe.

Ihre Gletscher I. Ordnung sind:

	Firnfläche	Gletscherzunge	Oberfläche	Höhe des Gl.-Endes m	Länge der Gl.-Zunge km
Vradet da Morteratsch	14,83	9,15	23,98	1908	6,2
„ „ Roseg . .	16	7,5	23,5	2000	4,5
„ „ Fex . . .	5,1	3,0	8,1	2160	1,85
„ „ Fedoz . .	3,4	0,6	4,0	2138	1,95
Vedretta di Scerscen .	—	—	19,05	—	—
„ „ Fellaria .	—	—	15,0	—	—
„ „ Palü . .	7,85	1,25	9,1	1950	2,1
„ „ Cambrena	2,2	1,1	3,3	2330	1,1

Dazu kommen ca. 30 Gletscher II. Ordnung.

Die Berninagruppe wird im Reichtum an Gletschern übertroffen von der Ortelergruppe; freilich sind die Gletscher der letzteren kleiner, indem kein einziger die Grösse des Roseg oder Morteratschgletschers erreicht. Eine kleinere Gletschergruppe ist ferner die Adamellogruppe.

Die grösste Gletschergruppe der Ostalpen sind die

Oetzthaler Ferner.

Wir entnehmen die folgenden Zahlen der bezüglichen Abhandlung von Sonklar.

Die grössten Gletscher des Gebietes sind:

	Länge von Firn und Gletscher zusammen
Gepaatschgletscher . .	11,3 km
Gurglergletscher . . .	9,99
Hintereisgletscher . . .	9,18
Murzollgletscher . . .	8,82
Mittelberggletscher . .	7,83
Vernagtgletscher . . .	7,56
Langtauferergletscher . .	6,58
Taschachgletscher . . .	6,40
Langthalgletscher . . .	5,70
Hochjochgletscher . . .	5,62
Sechsegärtengletscher . .	4,12
Seekargletscher	3,87

Die Oetzthalergruppe zählt 20 primäre und 209 sekundäre Gletscher. Ihre vergletscherte Fläche in Horizontalprojektion gemessen, wird auf etwa 380 bis 400 km² geschätzt.

Etwas mehr als die Hälfte dieser Ausdehnung (170 km²) mag die Gruppe der Stubayer Ferner haben. Oestlich folgt das an kleineren und grösseren Gletschergruppen reiche Gebiet der hohen Tauern mit im ganzen etwa 410 km² Schnee- und Eisfläche. Die grössten Gruppen desselben sind:

Gruppe des Gross-Venediger mit den

Gletschern I. Ordnung: Krimmler-Kees
Ober-Sulzbach-Kees
Unter-Sulzbach-Kees
Viltragen-Kees
Schlatten-Kees
Mullwitz-Kees
Dorfer-Kees
Simony-Kees
Umbalgletscher und anderen.

Gruppe des Gross Glockner mit

Karlingergletscher
Oedenwinkel-Kees

Graue Gletscher
Pasterzengletscher
Fuscherkar
Ferleiten-Kees und anderen.

Die östlichste Gletschergruppe der Alpen ist wenig bedeutend, es ist die Gruppe des Ankogel und Hochalpenspitz.

Etwa 40 Gletscher der Alpen haben als ganze Länge (Firn und Gletscher) gemessen mehr als 7,5 km, sehr zahlreiche liegen zwischen 5 bis 7 $^1/_2$ km. Im ganzen zählen wir in den Alpen

	Gl. I. Ord.	Gl. II. Ord.	Summe
Frankreich . .	25	119	144
Italien	15	63	78
Schweiz . . .	138	333	471
Oesterreich . .	71	391	462
Alpen überhaupt	249	906	1155 Gletscher.

Dass die Zahlen nicht absolut exakt sind, versteht sich von selbst, denn die Scheidung zwischen Gletschern I. und II. Ordnung ist keine scharfe, sie wird z. B. von Sonklar etwas anders aufgefasst als von Schlagintweit — und selbst die Unterscheidung zwischen einem Gletscher II. Ordnung und einer blossen Schnee- oder Firnnische ist oft unsicher und wird nach dem Stande der Gletscher von Jahrzehnt zu Jahrzehnt etwas verschieden ausfallen. Ebenso ist man oft im Zweifel, ob ein Gletscher als einer oder als zwei zu zählen ist, indem seine beiden Arme sich nur wenig berühren. Durch eine in dieser Weise modifizierte Zählung erhält man für die gesamten Alpen gegen 2000 Gletscher.

Im Abschnitt über die geographische Verbreitung des Gletscherphänomenes werden wir die entsprechenden Daten über andere Gletscherregionen der Erde zu geben versuchen.

Wie die Flussgebiete durch Wasserscheiden, so sind die Gletschernährgebiete durch Schneescheiden oder Firnscheiden getrennt. In den Alpen sind dieselben meist scharfe, oft ungangbare Bergschneiden, seltener sind es breite Rücken, von welchen der Schnee oder Firn nach

entgegengesetzten Seiten zu Thale sinkt. Ein Beispiel der letzteren Art ist der Petersgrat, die Firnscheide zwischen Kanderfirn (Aaregebiet) und den Hängegletschern an der Nordseite des Lötschenthales (Rhonegebiet).

Ein von den Alpen durchaus verschiedenes Bild bietet Norwegen, oder richtiger das skandinavische Hochgebirge. Nicht mit kühnen Gipfeln und Gräten, sondern mit weiten welligen Hochflächen, die oft fast unvermittelt in die Thäler und Fjorde abstürzen, ragt das Gebirge in die Schneeregion hinein. Flache, einförmige Firnfelder, nur wenig von Felsen und Steilböschungen unterbrochen, bedecken die breiten Berge. Diese im ganzen konvex gekrümmten Hochflächen sammeln den Schnee nicht nach wenigen einzelnen Abflussthälern hin, vielmehr zerteilen sie ihn nach allen Richtungen. An den Rändern schiebt die Masse sich vor, bricht da teils in Lawinen ab, teils steigt sie in Gestalt zahlreicher und deshalb kleinerer, meist steiler Gletscher in die verschiedenen Stufen der Thäler hinab, die baumförmig verzweigt, sich zwischen die Hochflächen eingedrängt und dieselben tief zerteilt haben.

Das ausgedehnteste Firn- und Gletschergebiet Norwegens sind die Justedalsbraen. Die Schneefläche desselben liegt 1000—2038 m hoch und hat eine Fläche von ungefähr 900 km^2. Keine Firnmulde der Alpen kommt dieser Firnfläche an Ausdehnung gleich. Ihr entströmen etwa 20 Gletscher I. Ordnung, von denen wenige über 5 km Länge haben und keiner einem Aletsch- oder Aaregletscher, selbst nicht einem Rhonegletscher der Alpen an Gewalt vergleichbar ist. Das zweitgrösste Firnfeld ist der Folgefond. Er hat eine Fläche von im ganzen ca. 250 km^2, der dauernde Schnee beginnt bei 1100 m. Das flach konvexe, wellenförmige Firnplateau erhebt sich im mittleren Teile bis 1635 m. Drei ziemlich kleine Gletscher I. Ordnung und zahlreiche kleine Hängegletscher umsäumen die firnbedeckte, an das grönländische Binneneis erinnernde Hochfläche.

Die orographische Gestaltung der Alpen findet sich

in ähnlicher Weise in den meisten Kettengebirgen, aber nur wenige Plateaugebirge sind in der Thalbildung schon so weit vorgeschritten, dass die Hochflächen schon zu schmalen Wasserscheiden zusammengeschwunden wären. So finden wir denn für die Gletscher in den hohen Kettengebirgen den Charakter der Alpengletscher, in den Plateaugebirgen denjenigen der norwegischen Vergletscherung wieder. Aehnlich wie die Alpen verhalten sich z. B. Himalaya, Thianchan, neuseeländische Alpen, mit Norwegen ist ein Teil von Grönland vergleichbar.

Zu dem norwegischen und dem alpinen Typus der Vergletscherung gesellt sich noch der grönländische. Er beruht nur teilweise im orographischen Bau des Gebietes, weit mehr in der gewaltigen Ueberflutung mit Firn und Eis, welche die Thäler ganz erfüllt und keine zusammenhängenden Kämme und Firnscheiden, sondern nur noch spärliche, vereinzelte Gipfel nnd Gipfelgruppen („Aaberberge", von den Grönländern „Nunataker" genannt) aus dem Eismeer hervorragen lässt. Die grönländische Vergletscherung ist in erster Linie quantitativ von der alpinen und norwegischen verschieden. Würde das Eis stark zusammenschwinden, so würde sie je nach der Bergunterlage stellenweise in die eine, stellenweise in die andere übergehen. Von welcher Seite immer an der Westküste oder dem südlichen Teil der Ostküste man gegen das Innere von Grönland vorzudringen versucht, stösst man in den Fjordhintergründen auf grosse Gletscher I. Ordnung mit steil abgebrochenen, 40 bis über 100 m mächtigen Eiswänden. Diese Gletscher sind aber nur geteilte Ausläufer des „Sermersoak" oder des grossen Eises, des Binneneises oder Inlandeises, das gegen das Innere ansteigt und das ganze Land zu erfüllen scheint. Der eisfreie fjordgegliederte Küstenstrich ist nur ein schmaler Rand um das nach seiner Fläche wohl 8—10 mal grössere vereiste Innenland. Rink schätzte allzubescheiden die Firn- und Eisfläche des Inlandes auf jedenfalls mehr als 830 000 km². Der auf den Höhen liegende Rand des Binneneises zwischen den

einzelnen Ausläufergletschern steigt oft sehr steil an, bald aber nimmt höher oben die Böschung ab und im Inneren liegt vor dem Beschauer eine unabsehbare, im ganzen fast ebene Eisfläche mit einem Eishorizonte so scharf und geradlinig wie der Meerhorizont. Alle mit Messinstrumenten versehenen Beobachter konstatierten übereinstimmend auf der ganzen Küstenzone sowohl unter dem 62.° als bis zum 78.° hinauf landeinwärts ein sanftes, bald etwas stärkeres, bald fast unmerkliches Ansteigen der Gletscherfläche und radiale Bewegung derselben in allen Richtungen gegen die Küste hinaus. Die Beschreibungen von Bessels und Hayes bei 78° N. Br., wo der letztere über 100 km weit auf dem Binneneis vorgedrungen war und dort 1550 m Meerhöhe erreicht hatte, von Nordenskjöld unter 68° und in neuester Zeit noch an anderen Stellen tief im Binneneise bis zu etwa 1800 m Meerhöhe, sowie die Beschreibungen von Jensen und seinen Begleitern unter 62½° bei etwa 76 km weit im Binneneise, ergeben genau entsprechende Bilder. Jensen bestimmte in diesen äusseren 76 km die mittlere Oberflächenböschung des Binneneises zu 0° 49′, die Höhe der erreichten innersten Teile über Meer zu 1570 m. Soweit Auge und Messinstrument reichen konnten, setzte sich diese gleiche Böschung landeinwärts fort, ohne dass die Eisfläche von einem Gipfel durchbrochen würde. Die Winkelmessungen von K. I. V. Steenstrup zeigen ebenfalls, dass das Inlandeis ansteigt und dessen von den Gipfeln des Küstenstriches sichtbarer Horizont durchweg höher liegt als die Gebirge, allmählich selbst höher als die Schneegrenze an den Gebirgen des Aussenlandes [1]). Bergrücken und -kämme setzen sich deutlich unter das Inlandeis fort und geben sich in demselben in Ab-

[1]) Einzig Helland, der bei 65° indessen nicht weit in das Binneneis vorgedrungen war, hatte den Eindruck, dass landeinwärts die Eisfläche wieder abfalle. Da aber unglücklicherweise diese wichtige Frage von ihm nicht messend in Angriff genommen worden ist, können wir dieser Bemerkung kein Gewicht zuerkennen. Bei geringer Abnahme der Steigung landeinwärts bei so grossen Flächen können sehr leicht Täuschungen entstehen.

lenkungen aus der allgemeinen Bewegungsrichtung, in Spaltensystemen und ungleichen Oberflächenböschungen zu erkennen. Vor einer Reihe vorragender Gipfel z. B., die einen querstehenden Kamm andeuten (wie z. B. Jensens Nunataker), staut sich das Binneneis an, seine Hauptmasse umfliesst dieselben und zeigt dann im Stossschatten der Inseln eine oft mit einem Gletschersee gefüllte Einsenkung, während das gestaute Binneneis in seinen obersten Schichten zwischen den Klippen durch in kleineren Armen sich drängt, die dann auf dem tieferen Eisfelde sich als „parasitische“ Gletscher ausbreiten. Gegen den Binneneisrand, wo die Felsinselberge (Nunataker) stets häufiger werden, zeigt sich am auffälligsten die Fähigkeit des Eises, sich nach allen Richtungen auszubreiten und jeder beliebigen vorgefundenen Bahn anzubequemen. Seine Gestalten erinnern auf den ersten Blick an diejenigen eines dicken Breies. Im Binneneise Grönlands handelt es sich um Gletschermassen von 300 bis über 1000 m Dicke.

Die Oberfläche des Binneneises ist bald flach, aber von gewaltigen parallelen Spalten durchsetzt, die sich unter Erschütterung und Knall wie ein Kanonenschuss oder unter klingendem Geräusch bilden. An anderen Stellen besetzen wilde Eishügel die Oberfläche, Schmelzwasserbäche durchfurchen sie und stauen sich bald zu kleinen Seen, bald stürzen sie als „Mühlen“ in die Spalten. Einzig Hayes und Bessels erreichten die Firnlinie auf dem Binneneise; der erstere bei 1550 m unter 78° N. Br. im Monat Mai, der letztere traf 1871 das Binneneis weit im Inneren mit 1 m Firnschnee bedeckt. Im Spätsommer muss die Firnlinie noch viel weiter zurückweichen, so dass wir wohl ein unbekanntes Sammelgebiet erst jenseits der Horizontalkurve von ca. 1800 bis 2000 m Meerhöhe zu suchen haben. Im Innern liegt offenbar die Schneelinie viel höher als in der Randzone. Die anderen Expeditionen hatten stets nur scharfkörniges Gletschereis oder dann frisch gefallenen Schnee, aber keinen Firn unter den Füssen. In der Umgebung der Nunataker und nahe dem Rande zeigt sich das Binneneis in seinen tieferen Schichten

voll Gesteinstrümmer und bildet daselbst deutliche, wenn auch meistens nicht sehr starke Moränen. Die Oberfläche des Binneneises ist schuttfrei, indem der Schutt entweder einschmilzt oder durch Spalten in die tieferen Teile des Eises gerät.

Ueberall wo das Binneneis betreten worden ist, erweist es sich durch seine Bewegung, seine Stauungen an vorragenden Felsinseln, seine Spalten, seine Struktur, seine Schmelzwasserbäche, seine Moränen, wie durch seine in den Randgebieten und Ausläufern weit unter die Schneelinie reichende Lage als echte Vergletscherung, der wohl ein Firngebiet im noch ungesehenen Innern des grossen Landes als Nährgebiet zugehören muss. Ob die Felsunterlage im Innern mehr den Alpen oder wie die Küstenstriche mehr dem skandinavischen Hochgebirge gleicht, weiss man nicht.

Da wo dereinst die grössten Thäler aus dem Lande mündeten, stossen jetzt die grössten Gletscher ins Meer hinaus und bilden Treibeisberge, die Flüsse aber gehen unter dem Eise verborgen ins Meer. Man bemerkt sie als trübe Süsswasserquellen im Fjorde, aufsteigend an der Gletscherfront. Im Winter findet man sie unter der Fjordeisdecke hinströmend, wenn man dieselbe aufbricht. Selbst diese Zonen vermögen im Winter den Gletscher nicht zur Starrheit zu bringen.

Die grössten Ausläufer des grönländischen Binneneises sind:

Der Frederikshaabgletscher 63° N. Br. An der schmalsten Stelle ist er 12 km breit und vom allgemeinen Rand des Binneneises seewärts gemessen 60 km lang. Er endigt auf einer durch seine Moränen und Bäche ins Meer vorgestossenen Schuttfläche.

Der Jakobshavengletscher 70°.

Der grosse Karajaksgletscher 70° 25′.

Der Kangerdluk(Umiamako)gletscher 70° 40′.

Der Uperniviksgletscher 72° 55′.

Der Utlacksoakgletscher 78°.

Der Humboldtgletscher 79½°.

Im ganzen entsendet das Binneneis allein an der Westküste Grönlands von der Südspitze bis zum 80.° N. Br. wenigstens 100 Eisströme bis in die Meerbuchten, die alljährlich zusammen mehr als 100 000 000 000 m³ Treibeis liefern. Treibeis ist aber nicht das einzige Produkt des Binneneises, sondern unter der Mehrzahl dieser Ausläufer haben wir uns noch starke Schmelzwasserbäche zu denken.

Mit Binneneis erfüllt trifft man das Innere Grönlands nicht nur nahe der Westküste, sondern auch im südlichen Teil der zwar wegen Eisdrift viel schwieriger zugänglichen Ostküste, also in Gegenden, welche südlicher als Island unter der geographischen Breite von Trondhjem, Bergen und sogar von Christiania und St. Petersburg liegen und nicht einmal so hohe Gebirge aufweisen, wie jener bewohnte Teil von Skandinavien. In NO-Grönland treffen wir wieder auf Einzelgletscher. Der innerste Teil des Binneneises, den menschliches Auge bisher erreicht hat, gehört immer noch dem äusseren Rahmen des grossen Kontinentes Grönland an. Ob ein breites, noch ungesehenes Gebirge eine Binnenscheide bildet, hinter welcher das Innere des Landes ärmer an Niederschlägen und eisfrei wird, oder ob das ganze Land von Binneneis erfüllt ist und eine grosse Schüssel voll Firn und Eis darstellt, deren fjordgekerbter Rand überfliesst, weiss man bis zur Stunde noch nicht. Nur Expeditionen, welche noch weiter in das Innere vordringen, werden hierüber Licht bringen. Kein anderes Land hat einen so gewaltigen Gletschermantel wie das „grüne Land“ Grönland.

Anmerkung: Weiteres Ergänzendes über Grönland folgt im Abschnitt über die geographische Verbreitung der Gletscher, wo auch die Forscher aufgezählt sind, welchen wir unsere Notizen entnommen haben.

Beim Alpentypus (ebenso Kaukasus, Himalaya, Neuseeland, NO-Grönland) ist die schärfste Individualisierung der einzelnen Gletscher ausgesprochen. Beim Typus Norwegen fehlen die Firnscheiden entweder ganz oder sie sind doch meistens nur unscharf ausgebildet, so dass das Nährgebiet ein vielfach zusammen-

hängendes, gemeinsames Firnreservoir ist; die Eisströme dagegen sind getrennt. Beim Typus Grönland, d. h. der Kontinentalvergletscherung, endlich sind auch die Eisströme keine Individuen mehr, sondern bilden eine zusammenhängende Flut, die erst am äussersten Rande sich in Ausläufer gabelt. Diese drei Typen verhalten sich im Grade der Individualisierung ungefähr zueinander wie im Tierreich die Aktinie zu den weniger oder mehr zusammenhängenden Individuen der Korallenstöcke. Dass Uebergangsglieder zwischen den drei Haupttypen vorkommen, ist einleuchtend, und z. B. für Spitzbergen festgestellt.

Der Anblick eines grossen Gletschers I. Ordnung wirkt überwältigend auf jeden Beschauer. Da liegt er, einem ungeheuren schäumenden, angeschwollenen und dann plötzlich erstarrten Strome vergleichbar, im Thale, umgeben von Schutt und Felsen, von grünen Alpweiden und sogar von Wäldern und Kornfeldern. Oft müssen wir erst einige Stunden lang auf seinem rauhen Eisrücken thalaufwärts steigen, bis wir sehen, woher er kommt. Er windet sich durch die Krümmungen des Thales, indem er wie ein Fluss der konkaven Thalseite sich dichter anschmiegt, er weicht Bergvorsprüngen aus und wird von solchen abgelenkt, er staut sich oberhalb Thalverengerungen und nimmt in solchen, eine Stromschnelle nachahmend, steilere Böschung, grössere Tiefe und geringere Breite an; er verbreitet sich, wo das Thal sich erweitert, staut und teilt sich vor einer im Wege stehenden Felsklippe. Wie ein Fluss stets an derselben Klippe schäumt und bewegte Oberfläche annimmt, öffnen sich die Spalten des Gletschers stets an derselben Stelle, rücken vorwärts und schliessen sich wieder. Ueber eine Steilstufe im Thale steigt der Gletscher in tausend Stücke zerklüftet herab. Es gibt solche „Gletscherstürze", welche, wie z. B. derjenige des Rhonegletschers an der Furka oder gar derjenige des Triftgletschers (Gadmenthal, Berner Oberland) aussehen, wie der Rheinfall in vierfacher Höhe und vierfacher Breite. Wie dort alle auseinander stiebenden Tropfen rasch wieder in den zusammenhängenden Strom

verschmelzen, so schliessen sich die Klüfte am Fusse des Gletschersturzes, die Oberfläche wird wieder zusammenhängend und ebener, nur einige flach wellenförmige Wülste, an die Wogen unterhalb einer Stromschnelle erinnernd, sind noch länger sichtbar. Diese Wülste biegen sich in der Mitte immer weiter thalwärts aus und verschwinden nach und nach. Wir sehen an ihren Formen die in der Mitte stärkere Strömung deutlich ausgesprochen. Getrennte Gletscher fliessen zusammen und vereinigen sich vollständig zu einem einheitlichen Stamm. Die losen Eistrümmer, welche von über Felswände sich vorstossenden Gletschern abbrechen, verschmelzen am Fusse der Wand zu einem neuen, einheitlich zusammenhängenden Gletscher; Spalten und Klüfte schliessen sich vollständig wieder. So wenig wir die Bewegung unmittelbar sehen können, so überwältigend erweckt doch der gesamte Anblick die Vorstellung einer Strömung im Sinne der Schwere, wie sie irgend ein Brei zeigt, und zwingt uns schon ohne Messung zum Schlusse, dass eine gegenseitige Beweglichkeit der Teilchen des Gletschers bestehen muss, so befremdend auch eine solche Annahme an einer festen, schwere Felstrümmer tragenden, in Spalten aufspringenden, unter dem Hammer zersplitternden Eismasse erscheinen mag. Beweglichkeit einerseits, Sprödigkeit andererseits — dies ist der grosse scheinbare Widerspruch, auf den uns schon der erste Anblick führt. Es ist die Aufgabe der Theorie der Gletscherbewegung, denselben auf die Eigenschaften des Eises überhaupt, wie sie an jedem Stück im physikalischen Laboratorium untersucht werden können, zurückzuführen.

B. Besondere Formen der Gletscher. — Gletscherseen.

Ausser der Unterscheidung in Gletscher I. Ordnung und Gletscher II. Ordnung, in einfache und zusammengesetzte Gletscher, haben wir noch auf einige besondere Formen aufmerksam zu machen.

Es kommt hie und da vor, dass Gletscher in ihrem

Wege auf steile Abstürze treffen. Sie brechen nach Massgabe ihres Vorrückens in ihrer ganzen Dicke ab, das Eis stürzt, sich zertrümmernd, gewaltig donnerähnlich krachend zur Tiefe. Das sind die Gletscherlawinen. An tausend Stellen brechen sie regelmässig, oft täglich mehrmals, nieder, an andern in grösseren unregelmässigen Zwischenräumen oder auch nur ausnahmsweise in Zeiten starker Zunahme der Gletscher. Der Ton der Eislawinen ist ein etwas hellerer, schärferer Schlag als derjenige der Schneelawinen. Aus der Ferne sehen auch sie im Sturze aus wie ein Wasserfall. Die steilen Hängegletscher bilden am häufigsten Gletscherlawinen. In der Mehrzahl der Fälle schmelzen die Eistrümmer in der Tiefe bald zusammen, sie können aber auch am Fusse einer Rinne sich zu regelmässig gebildeten, den Steinschuttkegeln ganz entsprechenden Eisschuttkegeln anhäufen, die in Zeiten des Gletscherwachstums zunehmen, in andern Perioden wieder abnehmen und verschwinden. Bei solchen grösseren ausdauernden Anhäufungen regelieren die einzelnen Eistrümmer bald zu einer zusammenhängenden Masse. Ist dieselbe gross genug, so kann es sogar vorkommen, dass die Trümmer am Fusse der Wand wieder zu einem echten neuen Gletscher verwachsen, der seinerseits die Thalwanderung fortsetzt, Spalten und Eisstruktur ausbildet, Moränen trägt, kurz als echter Eisstrom sich erweist. Solche durch Eislawinen genährte Gletscher nennt man regenerierte Gletscher, „glaciers remaniés".

Ausnahmsweise können selbst Schneelawinen zur Bildung kleiner Gletscher führen. Wo zahlreiche Lawinenkegel in eine schattige Schlucht stürzen, schmelzen in kühleren, schneereichen Perioden die Lawinenkegel nicht mehr ganz weg, sie häufen sich an, sie vereisen, sie beginnen sich zu bewegen, was wir zuerst an gesetzmässigen Spalten erkennen (z. B. Kessel an der Nordseite des Furkenbaumhorns, Simplongruppe). Durch solche, allerdings meistens nach einer Reihe von Jahren wieder verschwindende Beispiele ist die Grenze zwischen Gletscher und Schneelawinen überbrückt.

Als Beispiele für die verschiedenen Typen von Gletscherbrüchen oder „Gletscherstürzen“ mögen die folgenden gelten:

Gletscherlawinen kommen seit Jahrzehnten stets an mehreren Stellen am Nordabhang der Jungfrau vor; sie sind dort das gewöhnliche Schauspiel der Fremden, welche die Wengernalp besuchen. Am Eiger und an den Grindelwaldner-Fiescher-Hörnern werden sie sehr stark. Am Klausenpass sieht man gewaltige Gletscherlawinen vom Glaridenstock und Kammlistock niederbrechen. In manchen hohen, von vergletscherten Gehängen umgebenen Thalkesseln wie z. B. auf der Obersandalp am Tödi (Linthgebiet) hört das Krachen der Gletscherbrüche oft die ganze Nacht nicht auf. Allen Tödibesuchern sind die Eislawinen der „Schneerunse“ bekannt. An der Südseite des Glärnisch donnern die Eisstürze gegen Guppen- und Blegialp hinab. Vom Piz Bernina stösst ein kleiner, steiler, zerrissener Gletscher gegen Boval (linke Seite des Morteratschgletschers) hinaus und bricht dort in mächtigen Lawinen nieder. Fast jede vergletscherte Gebirgsgruppe hat auch ihre echten Gletscherlawinen. Bei ruhiger Luft hört man die Gletscherstürze oft auf gewaltige Entfernungen. So werden die Eisstürze an der Jungfrau noch auf dem Brienzer Rothorn, zeitweise selbst auf dem Pilatus, diejenigen der Glariden auf dem Glärnisch und Drusberg, d. h. in geradlinigen Distanzen von 20—50 km noch wie ferner Donner vernommen. Die grosse Mehrzahl der Gletscherbrüche verlaufen ohne Gefährdung von Menschen und menschlichen Interessen, nur ein allzu kühner Bergwanderer wird hie und da durch sie in Gefahr gebracht.

Es gibt aber auch entsetzliche Verheerungen, welche durch Gletscherbrüche entstanden sind. Zwei Beispiele mögen dies belegen, die beide jener in historischer Zeit bisher einzig dastehenden Periode des Gletscherwachstums von 1811—1819 in den Alpen angehören.

Der Biesgletscher, ein kleiner aber sehr steiler Gletscher, welcher vom Weisshorn im Wallis am Westgehänge des Visperthales hinabsteigt, wächst von Zeit

zu Zeit über eine Felswand hinaus, auf der er sich nicht mehr zu halten vermag. Schon 1635 hatte sich diese Erscheinung gezeigt; damals kamen durch die entstehenden Gletscherlawinen im Dorfe Randa unten im Thale 36 Menschen ums Leben. 1736 und 1786 erfolgten schwächere Eisbrüche an einer benachbarten Stelle. Den 27. Dezember 1819 morgens zwischen 4 und 4 1/2 Uhr brach eine sehr grosse Eismasse von dem Weisshorngletscher ab und fuhr in Trümmer zerschlagen in das Thal hinab. Dabei wurde ein momentanes Aufleuchten beobachtet. Die Hauptmenge des Gletschereises, mit Steinen und Schnee gemengt, blieb auf dem Thalboden als 700 m langer, 300 m breiter und im Mittel 45 m hoher Haufen von etwa 13 000 000 m^3 Inhalt liegen, während der dadurch erzeugte furchtbare Windschlag in Form eines Eisstaubsturmes an das gegenübergelegene Gehänge hinaufbrauste und durch das am Fusse wenig erhöht auf einem Schuttkegel gelegene Dorf Randa fegte. Mühlsteine wurden mehrere Klafter weit bergauf geworfen, die stärksten Lärchenstämme noch in grosser Entfernung entwurzelt, Eisblöcke von 100 kg Gewicht eine halbe Stunde weit über das Dorf hinweggeschleudert, Häuser bis an die Keller abgerissen und mit den Bewohnern weggetragen, das Balkenwerk der Dachstühle über eine Viertelstunde weit vom Dorfe in den Wald hinauf geworfen. Im ganzen wurden 113 Firsten zerstört; merkwürdigerweise aber verloren nur 2 Menschen dabei das Leben. In späteren Jahren folgten nur selten noch und stets unbedeutendere Abbrüche, so dass das Dorf Randa unerreicht blieb. Auch die grösseren Abbrüche vom Januar und Februar 1865 richteten wenig Schaden an.

Ganz ähnliche grosse Gletscherbrüche, welche aber eine nicht bewohnte Gegend betroffen haben, werden aus dem Jahr 1728 vom Trioletgletscher (Val Ferret SO-Seite des Mont Blanc) berichtet. Während der raschen Gletscherzunahme zu Anfang dieses Jahrhunderts stiess der Giétrozgletscher (Val de Bagne, Wallis) über eine hohe Wand hinaus. Die Eisträmmer, zeitweise durch

Schneelawinen noch verstärkt, häuften sich am Fusse einer Steilrinne in der schattenreichen Thalverengung zwischen Mont Pleureur und Mauvoisin unterhalb der Thalstufe Plan Durand an. 1818 hatte sich bereits ein hoher Eiskegel gebildet, dessen Spitze 135 m über den Thalboden gegen den oberen Giétrozgletscher hinaufreichte, und welcher sich an der gegenüberliegenden Felswand 87 m hoch hinauf als Thalverschluss anlehnte. Die Dranse, welche 1817 schon durch den neuen unteren Giétrozgletscher zu einem langen 15 m tiefen See aufgestaut worden war, floss den 27. Mai 1817 schadlos unter dem Gletscher ab, allein bald entstand neuer Verschluss. Im April 1818 hatte der See $2^1/_2$ km Länge und sein Niveau stieg täglich um 60 cm. Schon betrug der Seeinhalt etwa 30 000 000 m^3, doch stand der niedrigste Punkt der gewaltigen Gletscherbarriere noch 18 m höher. Unter der energischen Leitung des Walliser Ingenieurs Venetz wurde ein Abzugsstollen von 180 m Länge durch die Gletscherbarriere gebrochen. Etwa ein Dritteil des Sees floss durch die Galerie ab; allein die Eisbarriere lockerte sich, Stück um Stück trennte sich los, und endlich, den 16. Juni abends $3^1/_2$ Uhr, brach der noch 45 m tiefe See plötzlich durch. In ca. einer halben Stunde entleerten sich 20 000 000 m^3 Wasser durch das steile Thal. Die Kulturen und Dorfschaften (Chable, Sembrancher, Bourg, Martigny) auf der ganzen Strecke bis in die Rhone hinaus wurden entsetzlich verwüstet. Ganze Häuserreihen sanken in wenigen Minuten zusammen und ungeheure Trümmermassen wurden das Dransethal hinausgeschoben.

Nach älteren Berichten hat schon eine gleiche Katastrophe im Juni 1595 stattgefunden, die ohne Zweifel ebenfalls durch den aus Eisbrüchen regenerierten, nur zeitweise entstehenden unteren Giétrozgletscher verursacht worden war. Gegenwärtig ist dieser wieder verschwunden.

Der Hintergrund des Oetzthales ist reich an ähnlichen Erscheinungen, doch wird ein Unglück wie die Ueberschwemmung des Bagnethales nicht aufgeführt.

Der Teingletscher lässt oft grosse Eismassen in das Niederthal fallen, welche Wasseraufstauungen hervorrufen, so Januar 1847, 26. Juli 1847, 11. Januar 1848. Der Kesselwandgletscher führte zu Aufstauungen, welche den 7. und 8. September 1845 sich entleerten [1]).

Am SO-Abfall der Mont Blanc-Kette sind die meisten Gletscher in ihrem oberen Teile sehr steil, so dass sie vollständig zerreissen und in unregelmässigen, sich gegenseitig verstellenden Stücken zur Tiefe steigen. An manchen Stellen sogar kann zeitweise der Zusammenhang ganz verloren gehen, in welchem Falle die Verbindung höherer und tieferer Teile fast nur durch Gletscherlawinen unterhalten wird. So brechen zeitweise einige der steilen Zuflüsse zum Miagegletscher mehr in Eislawinen als in zusammenhängenden Eisströmen hinunter, wonach die Eistrümmerhaufen bald vollständig mit dem Hauptgletscher zu einem einheitlichen Ganzen sich vereinigen. Aus jenem Gebiete und zwar vom Brenvagletscher beschreibt Forbes einen, wie er ihn nennt, „parasitischen Gletscher". Im steilen Teile des Gletschers, in dessen Mitte, findet sich ein Unterbruch durch eine Felsklippe erzeugt. Das Eis teilt sich, allein über die Felsklippe hinab stürzen vom oberen Teile massenhafte Eislawinen. Am Fusse der Felsklippe bleiben sie auf dem flacheren wieder vereinigten Brenvagletscher liegen und bildeten dort in den vierziger Jahren unseres Jahrhunderts einen kleinen regenerierten Gletscher mit eigener Struktur und selbständigem radialem Spaltensystem auf dem grossen Hauptgletscher aufsitzend. Ein Stück weiter thalabwärts freilich „amalgamierte" sich der „parasitische Gletscher" wieder vollständig mit dem grossen Eisstrome, der ihm die Unterlage bot. In den sechziger Jahren hat infolge Verkleinerung der Gletscher dieses Phänomen viel von seiner Deutlichkeit verloren.

Der schönste regenerierte Gletscher, welcher aus eigener Anschauung wie aus der Litteratur mir bekannt geworden ist, liegt im Hintergrunde des Fjerlandfjords,

---

[1]) Schlagintweit, Unters. Physik, Geogr. d. Alp., 1880, S. 138.

eines Seitenarmes des Sognefjords in Norwegen. Es ist der Suphellabrae. Ganz genährt von massenhaften Gletscherlawinen, welche über eine Wand von einem Ausläufer des Justedalsbrae oben vorgestossen werden, hat er keinen festen Zusammenhang mit der Firnregion. Er lehnt sich kegelförmig an die Felswand an, während seine Basis in weitem Bogen über den flachen, nur etwa 50 m über Meer liegenden und mit Kulturen bedeckten Thalboden sich verbreitet. In früherer Zeit soll er das Hauptthal, das sich noch weiter bergeinwärts erstreckt und in welches er seitlich einfällt, ganz abgedämmt haben, während der Fluss des Thales unter dem Gletscher durch seinen Weg fand. Ein grösserer regenerierter Gletscher der Alpen ist der Schwarzwaldgletscher am Wetterhorn (Berner Oberland).

Wenn der Wasserstand eines Flusses bei einer Stromschnelle abnimmt, so wird der Zusammenhang des Wassers mehr und mehr gestört, es entsteht ein schäumender, unregelmässig sich bewegender Bach, zuletzt löst er sich in den Sturzbach, in Wasserfälle auf. Ganz ähnlich die Gletscher. Als in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts die Gletscher der Alpen noch viel höher angeschwollen als jetzt zu Thale fluteten, da zeigte mancher Gletscher auch über Steilstufen trotz massenhafter Zerklüftung eine gesetzmässige, regelmässige Strömung. Der Sturz des Rhonegletschers hat viel von seiner früheren Spaltenpracht verloren, statt gesetzmässiger, gewaltiger Durchklüftung zerfallen jetzt die Eismassen mehr und mehr. Stellenweise sieht der Rhonegletschersturz eher wie ein Eistrümmerhaufen aus, als wie ein Eisstrom. Die einzelnen Stücke trennen sich ganz auseinander, verschieben sich, oder überkippen sogar in rollender Bewegung. Wenn die Abnahme des Rhonegletschers in gleicher Weise fortschreitet, so wird man wohl in den nächsten Jahren in seiner Sturzpartie hie und da den Felsuntergrund durchblicken sehen, die Trennung zwischen dem oberen und unteren Gletscher wird sich allmählich mehr und mehr vollziehen und endlich wird der untere Rhonegletscher nur noch als re-

generierter Gletscher sich erhalten. Ganz ähnlich kann es noch andern Gletschern mit Steilstufen ergehen, manchen ist es bereits schon so ergangen.

Diese Betrachtungen und Beispiele mögen genügen, um zu zeigen, dass bei im ganzen unveränderter Gestaltung des Untergrundes je nach dem Stande der Gletscher alle diese Phänomene von den vereinzelten Gletscherlawinen bis zum regenerierten Gletscher und zum klüftigen, aber zusammenhängenden Steilgletscher ineinander übergehen und somit auch je nach den Perioden von Zunahme oder Abnahme in der Vergletscherung an ein und derselben Stelle vielfach wechseln können. Die Veränderung wird bei den kleinen Gletschern stets schneller vor sich gehen als bei den grossen.

An das Beispiel des Giétrozgletschers knüpft sich naturgemäss noch eine Betrachtung über Gletscherseen an.

Schon ein Blick auf die topographischen Karten gletscherreicher Gebiete weckt sofort die Einsicht, dass es an vielen Orten nur eines geringen Wachstums, an andern selteneren einer geringen Verkleinerung der Gletscher bedürfte, um wie dort die Bedingungen zur Seebildung zu schaffen. Es ist geradezu auffallend, dass Verheerungen wie diejenige des Bagnethales nicht häufiger vorkommen. Die Erklärung liegt darin, dass wie es dort 1817 war, so auch an andern Orten meistens der Fluss sich einen Ablauf unter dem Gletscher durch zu behaupten vermag. Seen durch Gletscher gebildet sind aber doch keineswegs selten. Fast alle Gletscherseen zeichnen sich durch einen sehr schwankenden Wasserstand aus. Sie zerfallen in 3 Gruppen:

a) Seen vorwiegend auf Eis gebettet, besonders im Winkel zweier sich vereinigender Gletscher.

b) Seen im Hauptthal, dadurch gebildet, dass dessen Fluss durch den seitlich einfallenden Gletscher eines Nebenthales gestaut wird.

c) Seen gebildet in einem Seitenthal, dadurch dass ein Gletscher das Hauptthal erfüllt und den Ausgang des Seitenthales verbaut.

In den beiden letzteren Fällen bildet der Gletscher je nur eine Uferwand der meist mehr oder weniger dreieckigen Seen.

Wir treten auf einige Beispiele näher ein:

a) Seen auf dem Gletscher sind meistens sehr klein und bilden sich nicht alle Jahre. Sie sind von herrlichem Grünblau, das durch die Reinheit des Schmelzwassers einerseits und das weissliche Eis als Unterlage andererseits bedingt ist.

Der Lac du Tacul (Forbes, Travels in the Alps, p. 88) entsteht zeitweise zwischen dem Glacier du Géant und dem Gl. de Léchaux am Mont Tacul (Mer de Glace, Chamounix). Sein Wasserstand wechselt von Tag zu Tag oft stark, so dass Forbes zur Zeit seiner Beobachtungen 1842 und 1843 einen verborgenen Abfluss unter der auf der einen Seite den See begrenzenden Moräne vermutete. Der Arveyron, der Abfluss des ganzen Gletschers, soll, wie damals die Führer erzählten, zuweilen nach dem Verschwinden des Sees merklich anschwellen.

Kleine Seen auf dem Gletscher entstehen ferner zeitweise zwischen Gorner- und Lysgletscher am Fusse des Monte Rosa, ferner am Glacier de Corbassière (Wallis), am Rheinwaldfirn (Graubünden), Unteraargletscher (Bern), Dungelgletscher (Diablerets) etc.

Die Dänen sind bei ihren wissenschaftlichen Expeditionen in Südgrönland oft auf Seen auf dem Gletscher gestossen. Wo ein kleiner „Nunatak“ aus dem Binneneise vorragt, muss sich oberhalb desselben das Eis teilen. Auf der Leeseite, d. h. der in der Bewegungsrichtung des Eises abwärts gelegenen Richtung, vereinigen sich dann die gewölbten beidseitigen Eisströme nicht sofort wieder zur Eisebene, es bleibt dazwischen ganz wie unterhalb eines in rasch fliessendem Wasser stehenden Brückenpfeilers von der Klippe abwärts eine Einsenkung, in welcher sich manchmal das Schmelzwasser der Oberfläche zu einem mehr oder weniger dreieckigen See sammelt, dessen Basis von der Felsklippe, beide Seiten und vorwiegend auch der Grund vom Eise gebildet werden. Beispiele hierfür bei „Dalagers Nunataker e“

und bei Jensens Nunataker, wo ein mehr runder See von ca. 250 m Durchmesser bei 1256 m Meerhöhe auf dem Binneneise an der Leeseite einer Felsklippe liegt.

b) Der Lac de Combal in der Allée blanche (Südseite des Mont Blanc), 1760 m, ist durch den Miagegletscher gestaut. Der See selbst empfängt das Gletscherwasser der oberen Gletscher, er hat deshalb meistens eine milchig trübe, etwas grünblaue Färbung. Sein Wasserstand ist jetzt verhältnismässig gleichmässig, weil die stauende Barriere nicht nur aus dem veränderlichen Eise und der jetzigen Moräne, sondern wesentlich auch noch aus älteren bereits stabil und fester gewordenen, mit Gras bewachsenen Moränen des Miagegletschers besteht. Dieselben gehen konvex thalauswärts gekrümmt zuerst quer über das Hauptthal und biegen sich dann in dessen Längsrichtung thalabwärts um. Der Ausfluss des Lac de Combal, die Doire, strömt gegen das Thalgehänge gedrängt zwischen diesem und den Moränen. Ausflüsse unter den Moränen und dem Miagegletscher sind nicht sichtbar. Es ist wahrscheinlich, dass, wenn jetzt der Miagegletscher auch vollständig wegschmelzen würde, der Combalsee doch als Moränensee überdauern müsste. Aus dem Jahr 1646 aber wird von einem grossen Ausbruch des Combalsee berichtet (De Tillier, Histoire du Duché d'Aoste, 1738). Im Jahre 1691 ist darauf die Ausflussbarriere künstlich durch einen Damm verstärkt worden, der teilweise noch heute erhalten ist.

Von der Mischabelkette steigt an der Westseite des Walliser Saasthales der Allalein- oder Allalingletscher herab. In den Jahren 1811 bis 1817 sperrte er das Saasthal ab, stieg am gegenüberliegenden Gehänge ziemlich hoch hinauf und warf auf der oberen Seite quer durch dasselbe einen gewaltigen, aus Serpentin, Smaragdit — Saussurit — Gabbro, Eklogit etc. bestehenden Moränendamm ab. So ist der hinter demselben liegende Mattmarksee entstanden. Der Allalingletscher hat sich wieder in sein Seitenthal zurückgezogen, die Moräne und der Mattmarksee sind geblieben. Letzerer wird

freilich von Jahr zu Jahr durch den vom Schwarzberggletscherbach gebrachten Schutt mehr ausgefüllt.

Im Hintergrunde des tirolischen Oetzthales findet sich der Vernagtgletscher. Oft bleibt derselbe jahrzehntelang hoch oben zurück in der Gestalt eines Gletschers II. Ordnung. Dann beginnt er sein Vorrücken, seine Bewegung nimmt in dem 17° bis 24° steilen Vernagtthale rasch zu bis zu dem sonst bei Alpengletschern unerhörten Betrage von etwa 9 m in 24 Stunden. Dabei zerreisst der Gletscher in Stücke, die vorderen Teile gleiten oder rollen sogar voran in den Bach des etwas weiter thalaufwärts mündenden Hintereisgletschers, bald aber holt sie der Gletscher ein und endlich bildet er eine Barriere durch das Hauptthal. Ein, höchstens drei Jahre genügen, um den Vernagtgletscher aus seinen Höhen in das Thal hinab zu bringen. Die Erscheinung bildet ein Mittelding zwischen zusammenhängendem Gletscherstrom und aus Eisbrüchen regeneriertem Gletscher. Schlagintweit zählt fünf ihm bekannt gewordene solche Perioden des Vorrückens für den Vernagtgletscher auf und zwar aus folgenden Jahren:

Beginn des Vorrückens	Maximum	Ende (Rückzug)
1599	1601	?
1677	1678	1712
1770	1772	1777 ?
1820	1822	1825
1840	1845	1850 ?

Jeweilen entstehen nun, wenn die Maxima erreicht sind, teilweise oder auch vollständige Aufstauungen des Hintereisbaches, es bildet sich der Rofnersee. Innerhalb einer Periode grosser Ausdehnung kann er wiederholt entstehen und wiederholt, oft alljährlich, sich wieder entleeren. Er kann 1200 bis 1300 m Länge und 90 bis 100 m grösste Tiefe erlangen. Bald geschieht der Ausbruch dadurch, dass der See sich einen weiten Durchgang unter dem Gletscher schafft, bald indem er die ganze Eisbarriere in Stücken wegdrückt. Die gewaltigsten Durchbrüche erfolgten 1600, 1677, 1680, 14. Juni 1845, 8. und 9. Februar 1846, 28. Mai 1847,

13. Juni 1848. Schon 1681 hat man den gefährlichen See künstlich abgegraben und dies auch noch einige Male nachher mit Erfolg wiederholt. Die Verheerungen auch der natürlichen Entleerungen waren indessen nie so gross wie diejenigen des Ereignisses von 1819 im Bagnethal.

Durchaus analog sind die Stauungen des Terek im Kaukasus durch den periodisch wachsenden Devdorakigletscher und die Verheerungen, welche im Astorathal (Kaschmir-Himalaya) 1850 durch einen vom Tarchinggletscher im Hauptthal gestauten See entstanden sind. Das Himalayagebirge ist überhaupt sehr reich an dauernden wie periodischen Gletscherseen der sämtlichen drei aufgeführten Typen.

c) Im Sammelgebiet der Dora Baltea (Aostathal, Grajische Alpen) im Thal von Thuillet am Rutorgletscher liegt der von Gletscherwasser meist trüb gefärbte Ruitor- oder Rutorsee (M. Baretti, Bollet. Club. Alp. Ital. 1880). Steht sein Wasser hoch, so nimmt er die Gestalt eines langgestreckten Dreiecks an, dessen beide Langseiten aus mit Gletscherschliffflächen bedeckten Felsen, die Kurzseite aus der mächtigen Eiswand des Ruitorgletschers gebildet wird. Grosse Eisplatten lösen sich ab und schwimmen auf dem See herum. Es ist ein „durch den Gletscher in seiner Schlucht gestauter Wildbach". Mit dem Wachsen des Gletschers steigt der See, mit dem Schwinden sinkt er. Sein Auslauf drängt sich bei niedrigerem Stande (z. B. 1879 bei 2382 m Meerhöhe) zwischen Fels und Gletscher durch und vereinigt sich mit dem Gletscherbach. Bei hohem Stand, wie z. B. 1860, hat er ca. 52000 m² Fläche und ergiesst sich dann über den 2430 m hoch gelegenen Felsrand nach einem kleineren See, dem „Lac du Glacier", der wohl ursprünglich auch vom Gletscher gestaut, jetzt durch die alten Moränen gehalten wird, und dessen Ausfluss dann erst bei 1858 m Meerhöhe mit dem Gletscherbach zusammentritt. Etwas höher oben bilden sich zeitweise in seitlichen Furchen noch andere Gletscherseen.

Der Rutorsee ist schon oft plötzlich verheerend

durchgebrochen. Es sollen sich dabei 3—5 Millionen m^3 Wasser entleert haben. Strasse und Brücken des Kleinen St. Bernhardpasses, die Ortschaften im Thuillet-thale, sowie die Kommunikationsmittel und Kulturen bis in die tieferen Thalstufen hinab haben schon oft grossen Schaden gelitten, so besonders in einem nicht sicher bestimmbaren Jahre kurz vor 1430, dann wieder 1594, 1595, 1596, 1640, 1646, 1680. Schon seit dem Jahre 1696 haben die Behörden Experten konsultiert und auf Hilfsmittel gesonnen. Der einzig wirksame Abzugsstollen durch den Felsenhügel von St. Marguerite erschien zu kostspielig. Noch heute ist nichts Rationelles zur Ausführung gekommen. Das Volk hat sich durch alljährliche Prozessionen zu verteidigen gesucht. Gegenwärtig steht infolge des starken Rückganges des Gletschers der See sehr niedrig. Eine neue bedeutende Stauung ist nicht zu erwarten, bevor der Gletscher in lebhaftes Wachsen kommt.

Zu den grösseren Gletscherseen von Typus c gehört der Gurglsee oder Oetzthalersee (Tirol). Der Bach des Langthalergletschers wird wenig unterhalb demselben durch den Grossen Oetzthaler Gletscher, der das Hauptthal einnimmt, abgesperrt. Kleinere solche Gletscherseen, zeitweise in den Gehängenischen am Rande eines Gletschers gebildet, sind sehr häufig.

Der Pasterzengletscher in Tirol staut in mehreren Nischen seiner seitlichen Gehänge kleine Seen auf. Nahe dem unteren Ende am rechten Ufer zeigt die Karte von Schlagintweit aus dem Jahre 1843 einen ziemlich grossen See, Pasterzensee, 2121 m über Meer.

Einen solchen Randsee findet man oft oberhalb des Pavillon Dollfuss am Unteraaregletscher. Weitere Beispiele sind ein See am Glacier d'Orny (Mont Blanc-Gruppe) am Glacier Durand, Glacier de Breney, am Zmuttgletscher, Gorner und Fiescher Gletscher, alle im Wallis.

Der schönste Gletschersee der Alpen, den ich kenne, ist der Merjelensee am Aletschgletscher (Wallis, vergl. unsere Karte). Er wird nur von klarem Schmelzwasser von der Oberfläche des Gletschers und einigen schwachen

Quellen — nicht von Gletscherwasser — gespeist. Deshalb ist seine Farbe meistens klares, durchsichtiges, tiefes Grünblau. Darin schwimmen, erinnernd an das Treibeis des hohen Nordens, die weissen vom Aletschgletscher sich abtrennenden Eisberge. Besonders herrlich erscheint die Farbe des Merjelensees unmittelbar vor dem eingetauchten Eise des zerspaltenden Gletschers oder des Treibeises. Die Entleerungen erfolgen unregelmässig. Ihre Hochwasser langen teilweise ausgeglichen und verzögert im Massaflusse (Auslauf des Aletschgletschers) an, meistens ohne Verheerungen anzurichten.

Auch Skandinavien hat einige Gletscherseen.

Eine eigentümliche und seltene Art von Gletscherseen findet sich zeitweise am unteren Ende des Karlseisfeldes und Schladmingergletschers im Dachsteingebirge. Beide genannten Gletscher münden in geschlossener Mulde, die Schmelzwasser fliessen unterirdisch ab und bilden den Waldbachursprung, eine 5 km entfernte grosse Quelle, die bei heissem, trockenem Wetter trüblich anschwillt und sehr kalt ist, wie die echten Gletscherbäche.

In der Zeit stärkster Schmelzung reichen die unterirdischen Abflüsse nicht aus, das Schmelzwasser staut sich zum See und das Gletscherende bricht in Treibeisträmmern ab. (Simony.)

Gletscherseen von gewaltigen Dimensionen haben die Forschungen der Dänen an der Westseite Grönlands kennen gelehrt. Unter 62½ N. Br. liegt der Tasersuak, ein See von ca. 4 km Breite und 20 km Länge. Derselbe ist wohl der Rest eines Fjordes, in dessen Hintergrund ein kleinerer Ausläufer des Binneneises mündet und dessen Oeffnung gegen das Meer durch einen zweiten viel gewaltigeren Ausläufer, den enormen Frederikshaabgletscher, abgedämmt und zugleich aufgestaut worden ist. Der Ausfluss muss unter dem Frederikshaabgletscher durchgehen. Wenig weiter unterhalb findet sich an dessen Rande ein zweiter kleinerer Gletschersee. Der zeitweise starke Ausfluss desselben, der vielleicht auch das Wasser des Tasersuak enthält, wendet sich dann südlich über einen Sattel dem Tiningnertok zu.

Dort waren 1878 die deutlichen Spuren einer abgelaufenen schlammigen Hochflut zu erkennen, woraus hervorgeht, dass der gemessene Wasserstand des Tasersuak von 295 m und des kleinen unteren Gletschersees von 201 m wohl nicht der höchste Stand ist, den diese Seen erreichen können. — Andererseits ist es nach der Konfiguration des Gebietes auch wohl denkbar, dass diese Seen sich bis fast in das Meerniveau hinab unter dem Frederikshaabgletscher durch entleeren können. Am unteren Teile wendet sich ein Zweig des Frederikshaabgletschers gegen den Tasersuak aufwärts. Dort wie am oberen Ende brechen die Gletscher in Eisberge ab, die so dicht schwimmend den See erfüllen, dass man mit Booten oft nicht durchzukommen vermag.

Auf der anderen Seite des Frederikshaabgletschers liegt symmetrisch zum Tasersuak ein anderer grosser langgestreckter, teilweise vom Gletscher gestauter See.

Hammer berichtet (Meddelelser om Grönland, Heft IV, S. 262) über den Nunatap = tasia, einen See, gebildet in einem Seitenthal durch den Jakobshavngletscher unter 60° 10′, welcher letztere ebenfalls Ausläufer des Binneneises ist und das Seitenthal verbarrikadiert hat. Der genannte Gletschersee, ca. 10 km lang, liegt jetzt (1882) 52 m über, sein Grund 32 m unter Meer.

Ueberhaupt scheinen an den grönländischen Küsten, wo das Binneneis in gewaltigen Strömen in die Thäler bis zum Meere hinabsteigt, Rückstauungen von Seitenthälern und dadurch Gletscherseen von bedeutenden Dimensionen recht oft vorzukommen. Weitere Angaben über ganze oder teilweise Entleerungen fehlen noch. Entsprechend den relativ zu ihrer gewaltigen Masse geringen Schwankungen dieser Gletscher ist zu vermuten, dass die Wasserstände solcher grönländischen Seen nicht in dem Verhältnis schwanken wie diejenigen der Alpengletscherseen, welche durch viel schwächere unbeständigere Gletscherbarrieren gebildet sind.

C. Dimensionen der alpinen Vergletscherung.

Da es sich uns zunächst stets um die Gletscher der Alpen handelt, haben wir noch einige Massverhältnisse derselben hier zu geben:

Die Firnmulden der grossen Gletscher I. Ordnung in den Alpen sammeln die Niederschläge von einer Fläche, welche im Grundriss horizontal gemessen wenigstens 5 km² beträgt und haben dabei eine Weite von meistens über 2½ km. Ihre Unterlage ist meist durch obere Thalstufen mit radial aufwärts sich verzweigenden Seitenthälern gebildet, deren schärfere Formen alle ausgeglichen sind durch die Auffüllung mit Schnee. Da, wo die Bergschluchten sich zum Thale vereinigen, verengt sich auch der Querschnitt von Schnee und Eis. Der eigentliche Gletscher, welcher als Eisstrom aus der Firnmulde abfliesst, hat meistens nur ⅓ bis ⅕, seltener ½ oder auch nur ⅒ von der Breite der Firnmulde. Im folgenden seien die Dimensionen von einer Anzahl Gletscher der Alpen zusammengestellt.

Der grösste Gletscher der Mont Blanc-Gruppe ist das „Mer de Glace". Seine Dimensionen (aus den Generalstabskarten gemessen) sind die folgenden:

Sammelgebiet des Glacier du Géant	16 km²
„ „ „ de Léchaux	5,69
„ „ „ de Talèfre	8,44
Sammelgebiet des ganzen Mer de Glace	30,13 km²

Fläche des Eisstromes Mer de Glace	11,65 km²
Horizontale Länge des ganzen Gletschers (Zufluss Géant)	14,5 km
Horizontale Länge des Eisstromes (Zufluss Géant)	9,0 km
Breite gleich unter Vereinigung der 3 Eisströme	2000 m
Breite im mittleren Teile des Mer de Glace	1000 m
Breite am unteren Teile des Mer de Glace	700 m
Höhe des Gletscherendes über Meer	1125—1150 m
Tiefe des Gletscherendes unter der Firnlinie (vertikale Länge des Eisstromes)	1650 m

Aus den penninischen Alpen nennen wir:

	Gl. de Corbassière 1877	Gl. de Hautemma 1877	Glacier d'Arolla 1880	Gl. de Zinal 1877	Zmutt-Gletsch. 1880	Gorner-Gletsch. 1878
Sammelgebiet . . km²	21,3	22,1	20,0	—	—	49,0
Eisstromfläche . . „	3,0	4,6	6,0	—	—	20,0
Gesamtfläche . . „	24,3	26,7	26,0	22,0	27,0	69,0
Länge d. Gesamtgl. km	11	10	8,2	8,5	9,0	15
Länge d. Eisstromes „	5	5	—	5,5	5,0	8,5
Höhe d. Endes üb. M. m	1937	2350	2019	1800	2100	1840
Tiefe desselben unter Firnlinie . . „	800	500	800	1000	650	960

Aus der Finsteraargruppe:

	Gross Aletsch-Gletsch. 1880	Fiescher-Gletsch. 1880	Oberaar-Gletsch. 1879	Unteraar-Gletsch. 1879	Untergrindelwaldgl. 1868	Obergrindelwaldgl. 1868
Sammelgebiet . . km²	99,54	33,57	6,7	22,0	28,0	12
Eisstromfläche . „	29,45	6,57	3,7	17,0	8,5	2,5
Gesamtfläche . . „	128,99	40,14	10,4	39,0	36,5	14,5
Länge d. Gesamtgl. km	24,0	15,0	7,0	16,7	9,75	5,5
Länge d. Eisstrom. „	16,5	8,5	4,6	10,5	7,5	3,1
Breite d. Gl. i. Mittel m	1800	600	700	1000	300–800	300
Höhe d. End. üb. M. „	1353	1500	2243	1879	1080	1320
Tiefe desselben unter Firn . . . „	1400	1300	500	850	1650	1400

Der Aletschgletscher ist der längste der Alpen, dann folgt der Unteraargletscher, hernach Fiescher- und Gornergletscher, dann das Mer de Glace.

Aus Galenstock und Tödigruppe:

	Rhone-Gletsch. 1865	Trift-Gletscher 1872	Hüfi-Gletsch. 1878	Biferten Gletsch. 1876
Sammelgebiet . . . . . km²	18,63	18,98	9,42	2,75
Eisstromfläche . . . . . „	5,07	6,4	6,65	1,13
Gesamtfläche . . . . . „	23,70	25,38	16,07	3,88
Länge des Gesamtgletsch. km	10,5	9,0	7,75	4,8
Länge des Eisstromes . . „	5,0	6,0	5,0	3,0
Breite des Gl. im Mittel . m	—	300—1000	500	550
Höhe des Endes über Meer „	1777	1350	1465	1740
Tiefe desselben unter Firn „	950	1350	1250	1000

Aus der Berninagruppe 1877:

	Morteratschgletscher		Roseggletscher		
	Vadret da Pers.	Vadret Morteratsch	Vadret Tschierva	Vadret Roseg	Summe
Sammelgebiet . . km²	9,63	5,2	6,62	9,35	15,97
Eisstromfläche . . „	9,15		3,2	4,2	7,4
Gesamtfläche . . „	23,98		9,85	13,65	23,50
Länge d. Gesamtgl. km	9,0		5,2	7,5	—
Länge des Eisstrom. „	6,1		3,6	4,5	—
Breite des Eisstrom. im Mittel . . . m	850		650	850	—
Höhe d. Endes üb. M. „	1908		2040	2040	—
Tiefe desselben unter Firnlinie . . „	850		800	800	—

Bilder über die Dimensionen von Gletschern II. Ordnung, über ihre Lage, die Höhe ihrer Enden etc. enthält unsere Karte in ziemlicher Mannigfaltigkeit. Flächen, Firn und Gletscher zusammen, von bloss Bruchteilen eines km² bis zu 3 oder 4 sind die Regel, bis zu 5 und 6 km² steigt die Fläche sekundärer Gletscher nur ausnahmsweise. Die Enden liegen meist über 2200, gewöhnlich bei 2500 bis 2800 m, also nicht tief unter der Firnlinie. Einige Beispiele von Messungen von 1870 bis 1880 sind:

	Gesamtfläche km²	Höhe des Endes m
Gletscher bei Hohstock ob Merjelensee (Karte) . .	0,8	2700
Giessengletscher (Jungfrau) (Karte)	3	2160
Guggigletscher (Jungfrau) (Karte)	3,92	2160
Bächigletscher (Oberwallis)	1,7	2413
Aerlengletscher (Haslithal, Berner Oberland) . .	2,45	2485
Festigletscher (Dom, Mischabel, Pennin. Alpen) .	3,42	2865 / 2676
Kiengletscher (Täschhorn, Mischabel)	4,9	2812
Siedelngletscher an der Furka	3,6	2550
St. Annagletscher bei Andermatt	1,58	2456
Ghiacciajo di Lucendro (Gotthard)	1,0	2400
Strimgletscher am Oberalpstock	1,2	2261
Gl. davos la Buora (Medels, Graubünden) . . .	2,76	2252
Kleinthalgletscher am Urirotstock	1,82	2400
Blümlisalpfirn am Urirotstock	4,4	2270

	Gesamtfläche km²	Höhe des Endes m
Glärnischgletscher	3,27	2171
Vadret da Misaun (Bernina)	2,00	2478
Vadret Alp Ota (Bernina)	2,7	2550

Bei den Hängegletschern finden sich die grössten Unregelmässigkeiten. Jeder ist ein Individuum. Jeder sieht anders aus als sein Nachbar. Hängegletscher mit Gletscherbrüchen oder solche, welche durch Eislawinen gespeist werden und ganz oder teilweise in die Kategorie der regenerierten Gletscher gehören, steigen am tiefsten hinab.

Wir bewegen uns weiter gegen die Ostalpen und treffen auf die mächtige Ortelergruppe. Derselben gehört der aus 3 Firnmulden gespeiste, dreifach zusammengesetzte Suldnergletscher an. Die drei Arme sind fast gleich stark. Der zusammengesetzte Gletscher muss sich aber bald stark verengen. Seine Dimensionen sind nach Sonklar 1856:

Gesamtfläche von Firn und Gletscher .	9,7 km²
Länge des Gesamtgletschers	5,42 km
Mittlere Breite des Eisstromes	379,4 m
Höhe des Endes über Meer	2336,0 m
Firnbreite	6,16 km

Beispiele aus der Oetzthalergruppe (nach v. Sonklar) 1856:

		Gurgler Gletsch.	Murzoll-Gletsch.		Hinter-eis-Gletsch.
			Schalf-zufluss	Murzoll zufluss	
Sammelgebietfläche	km²	18,8	7,56	5,17	19,2
Eisstromfläche	„	4,9	1,72	1,39	2,72
Gesamtfläche	„	13,9	9,28	6,56	21,9
Länge des Gesamtgletschers .	km	9,99	8,82	8,20	9,18
Länge des Eisstromes	„	5,06	4,3	2,87	3,43
Breite des Eisstromes	m	1229	633	380	—
Neigung des Eisstromes . . .	„	9° 30′	—		9° 5′
Höhe des Endes über Meer . .	m	2147,5	2251		2198
Tiefe desselben unter Firnlinie	„	650	—		—

	Mittelberg-Gletscher	Gepaatsch-Gletscher	Lang-tauferer-Gletscher
Sammelgebietfläche . . . . km^2	15,78	17,32	—
Eisstromfläche . . . . „	3,52	4,65	—
Gesamtfläche . . . . „	19,25	21,97	9,51
Länge des Gesamtgletschers . km	7,82	11,3	6,59
Länge des Eisstromes . . . „	3,97	5,37	—
Breite des Eisstromes . . . m	424	—	—
Neigung des Eisstromes . . „	21°	11°	13°
Höhe des Endes über Meer . m	1740	1889	2032
Tiefe desselben unter Firnlinie „	—	—	—

Der Gepaatschgletscher ist der längste der österreichischen Alpen, dann folgt der Pasterzengletscher und der Gurglergletscher.

Aus den Hohentauern:

Pasterzengletscher.

Länge des Gesamtgletschers . .	9,4 km
Länge des Eisstromes	5,37 km
Breite des Eisstromes	400—1200 m
Neigung des Eisstromes . . .	2—8°
Höhe des Endes	ca. 1950 m

Im Jahre 1877 sind vom schweizerischen statistischen Bureau die Gletscherflächen (Firn und Eisstrom) nach den kartographischen Aufnahmen wie folgt gemessen worden:

Wallis . . .	971,7 km^2
Graubünden .	359,2
Bern	288,5
Uri	114,8
Glarus . . .	36,1
Tessin . . .	34,0
Unterwalden .	13,5
Waadt . . .	11,2
St. Gallen . .	7,4
Schwyz . . .	1,3
Appenzell . .	1,1
Schweiz . .	1838,8 km^2

Die Gesamtgletscherfläche der Alpen steigt schätzungsweise auf 3000 bis 4000 km^2.

Wir haben noch über einige der Massbestimmungen Ergänzungen beizufügen:

Der am tiefsten gehende Gletscher der Alpen ist der Untergrindelwaldgletscher. Im Jahre 1818 reichte er auf 983 m Meerhöhe hinab. Im Jahre 1870 stand sein Ende 1080 m über Meer. Zu den tiefstgehenden Gletschern gehören ferner diejenigen der Mont Blanc-Gruppe:

Glacier des Bois (Mer de Glace)	1117
Glacier des Bossons	1115

Der letztere ist kein echter Gletscher I. Ordnung und steigt doch von den höchsten Teilen des Mont Blanc bis tief in das Chamounixthal hinab. Er erreicht auf kurzem Laufe in steiler Böschung dieselbe Tiefe, welche die gewaltige Mer de Glace erst nach mehrstündigem Laufe erlangt. Zahlreiche andere Gletscher der Centralalpen gehen zwischen 1200 bis 1500 m oder 1800 m hinab. Die tiefgehendsten grossen Gletscher I. Ordnung gehören alle den Centralalpen an und gehen im Mittel bis etwa 1500 m unter die Schneelinie. Gegen die Ostalpen hin steigt die letztere nicht stark, aber der Schneeertrag nimmt ab, das Klima wird trockener, kontinentaler. Damit wird auch bei gleicher Bodengestaltung die Vergletscherung etwas schwächer. Der tiefgehendste Gletscher der österreichischen Alpen ist der Mittelberggletscher im Pizthale (Oetzthalergruppe), der sein Ende bei 1740 m erreicht. Die meisten Gletscherenden liegen hier bei 1800 bis 2300 m, das ist im Mittel kaum etwa 800 m unter der Firngrenze. Die Hängegletscher endigen selbstverständlich da wie dort in sehr verschiedenen, meistens viel grösseren Höhen. Die Tiefe indessen, zu welcher ein Gletscher hinabsteigt, ist ausser vom Schneequantum im Sammelgebiet noch von vielen anderen Faktoren bedingt.

Die Neigung der Gletscheroberflächen in den Alpen schwankt innerhalb weiter Grenzen. Bei grossen Gletschern übersteigt sie im Mittel niemals 10° und hält sich, den Firn inbegriffen, meistens zwischen 5° und 8°. Gletscher-

oberflächen von 3, 4, 5 und 6° sind bei grossen Gletschern am gewöhnlichsten. Meist ist der Firn steiler, die Böschung nimmt allmählich ab, der Gletscher ist flacher (Ober- und Unteraargletscher). Umgekehrt kann auch der Eisstrom steiler als die Firnmulde geneigt sein (Glacier de Saleinoz in der Mont Blanc-Gruppe, Hüfigletscher in der Tödigruppe etc.). Neigungen von bloss 1 bis 2°, selbst streckenweise von 0° (z. B. auf 1500 m Länge am Gornergletscher, Aaregletscher im Gebiete des Abschwungs 0° 18′ 21″), sind bei den Alpengletschern nicht selten, bei den Gletschern des Himalaya gewöhnlich. In Grönland fallen die Böschungen des Binneneises auf Bruchteile eines Grades für enorme Distanzen ab. Neigungen von 20 bis 30° sind bei grösseren Gletschern selten. Der Sturz des Rhonegletschers und Triftgletschers, des Taconnaygletschers am Mont Blanc weisen solche Neigungen auf. Hierbei nimmt der Gletscher stets schon den Charakter des Gletscherbruches oder Gletschersturzes an. Bei Hängegletschern sind 30° nicht selten. Im Aaregebiet finden wir nach Agassiz:

Grünberggletscher	32°
Zuckerstockgletscher	38—49°
Trifthängegletscher	20—25°

Forbes führt einen Seitengletscher des Miagegletschers (Mont Blanc S) an, der, freilich gestützt vom Hauptgletscher, mit 50° abfällt. Mit unten freiem Ende kann sich Eis auf solcher Unterlage nicht mehr halten. In Firnkehlen und Lawinenzügen der Schneeregion findet man oft Böschungen von 30° bis zu 45°, noch steilere hingegen nur am Eise.

Die Neigung der Eisoberfläche ist bei grösseren Gletschern aber stets grösser als diejenige der Unterlage, denn thalwärts spitzt sich der Gletscher durch Abschmelzung keilförmig aus. Schlagintweit nennt den Unterschied der Neigung von Grundlage und Oberfläche des Gletschers die „specifische Neigung“. Diese Grösse ist abhängig von der Geschwindigkeit und der Abschmelzung,

aber fast unabhängig von der absoluten Neigung des Untergrundes. Sie soll selten mehr als 3° betragen. Wie die Oberflächenböschung, so nimmt auch die specifische Neigung gegen das Ende des Gletschers rasch zu, das Ende ist meist steil abgestutzt infolge vermehrter Abschmelzung.

Die Dicke der Gletscher ist leider bisher noch wenig direkt gemessen worden. Hängegletscher haben hie und da Spalten, die bis auf den Grund gehen. In solchen Fällen wurden 10, 20, 30 bis 50 m Eisdicke gefunden. Durch Schwinden der Gletscher im Zeitraum 1850 bis 1883 hat sich an manchen Stellen noch nahe dem Ende die frühere Dicke als über 100 m direkt erwiesen. Wo aber in gedrängtem Profile ein grosser Eisstrom sich bewegt, sind die Dicken sehr viel bedeutender. Aus der Thalgestalt oder aus Bewegung und Abschmelzung lassen sich hie und da ziemlich sichere Schätzungen gewinnen, die auf 200, 300, 400 und noch mehr Meter ansteigen. Bei 260 m in einem Schmelzwasserschacht des Aaregletschers fand Agassiz noch nicht den Grund des Eises; aus Bewegung und Abschmelzung berechnet er für die Gegend unterhalb des Abschwungs 460 m Eisdicke. Es ist ganz gewiss, dass die grossen Gletscher I. Ordnung sehr oft zwischen 200 und 400 m Dicke in den Alpen aufweisen und dass noch grössere Beträge vorkommen. Ueber die Dicke der Firnmulden ist es noch schwieriger, Anhaltspunkte zu gewinnen.

Der Eisstrom des Aletschgletschers hat nach meiner Schätzung von der Firnlinie an abwärts gemessen ein Volumen von ungefähr 10800000000 m³. Würden wir den Aletschgletscher in massive Eisstücke zerlegen von Form und Grösse eines grossen Gebäudes wie das eidgenössische Polytechnikum in Zürich und diese Stücke dicht hintereinander stellen, so würden wir eine Linie von ungefähr einem Erdquadranten, d. i. 675 geogr. Meilen oder ca. 10000 km Länge, erhalten oder wir könnten aus dieser Eismasse einen Ring von 250 m² Querschnitt um die ganze Erde herumlegen. Vom Gornergletscher haben die Engländer berechnet, dass aus seinem

Eise in massiven hausförmigen Eisklötzen drei Städte wie London erbaut werden könnten. So ungeheuer diese Eismassen sind, so gemässigt, ja unbedeutend erscheinen sie uns im Verhältnis zu den Dimensionen von Berg und Thal, sobald wir alles von einem recht hohen beherrschenden Standpunkt aus überblicken.

Abschnitt III.

Die Ernährung und das Material der Gletscher.

A. Schneefall und Schneemenge.

Schnee ist das Ausgangsmaterial für die Gletscher. So vielfach der Schnee, sein Fall, seine Formen, sein Schmelzen in tieferen Regionen beobachtet worden ist, so wenig, oder richtiger so unzusammenhängend, ist dies bisher für die höheren Gebiete, welche für uns hauptsächlich in Betracht kommen, geschehen. Wir müssen uns hier aus vereinzelten Beobachtungen und Beobachtungsreihen ein Bild zusammenzusetzen suchen.

Schnee fällt in den Alpen und wohl überall am häufigsten zwischen $+ 4^0$ und $- 8^0$. Schneefälle bis zu $+ 8^0$ und bei $- 12^0$ sind ausnahmsweise auch schon beobachtet worden und offenbar auf starke Temperaturunterschiede der untersten Luftschicht, in welcher das Thermometer abgelesen worden ist, und der wenig höheren Schichten, in welcher sich der Schnee gebildet hatte, zurückzuführen. Der unter 0^0 fallende Schnee ist trocken, feinflockig, flimmernd, er besteht nur aus vereinzelten Eiskryställchen oder Drillingsgruppen derselben, aus kleinen ebenen Sternchen. Er ballt sich nicht, bleibt locker und leicht beweglich und hängt sich deshalb nicht leicht an Gegenstände und allzusteile Gehänge an. Fällt Schnee nahe an 0^0 oder darüber, so regelieren die sich berührenden Eiskrystalle zu zusammenge-

setzten Flocken, welche bis zu 5 cm Durchmesser erlangen können. Der grossflockige Schnee flimmert wenig oder nicht, er ist schwerer, ballt sich und hängt sich überall an. Erörterungen über die physikalischen Bedingungen zur Bildung von Schnee wie über die Gestalten der Schneekrystalle etc. überlassen wir den Handbüchern der Physik, Meteorologie und Krystallographie.

Zur Ermittelung der mittleren jährlichen Schneemenge eines Ortes im Gebirge genügen ein- oder zweijährige Beobachtungen nicht, weil die Schneemengen von einem Jahr zum andern sehr bedeutenden Schwankungen unterworfen sind. Die Ungleichheiten der Jahre im Schneefall sind noch viel bedeutender als die Ungleichheiten in den gesamten Niederschlägen; der Betrag der Niederschläge selbst ist eine Zahl, welche von Jahr zu Jahr unvergleichlich mehr schwankt als die mittlere Temperatur des Jahres. Es tritt noch eine weitere Schwierigkeit für die Bestimmung des mittleren Schneefalls in den Nährgebieten der Gletscher hinzu: der Schneefall variiert von einem Orte zum andern innerhalb des gleichen Gebietes viel mehr und viel unregelmässiger als die Niederschläge überhaupt, indem die Unregelmässigkeiten in der Temperatur mit denen in den Niederschlägen sich in ihrer Wirkung auf Schneefall bald verstärken, bald teilweise aufheben.

Betrachten wir zunächst die Niederschläge in den Gebirgen, abgesehen davon, ob sie Regen oder Schnee seien, so ergibt sich, dass die Gebirge im allgemeinen reicher an Niederschlägen als ihre Umgebungen sind[1]). Die Ursache liegt teils darin, dass sie zu aufsteigenden Luftbewegungen führen, was rasche Abkühlung und Kondensation des Wasserdampfes erzeugt, teils auch darin, dass die Gebirge in der Nacht durch ungehinderte Ausstrahlung sich stark abkühlen und hernach als Kältecentren in der wärmeren umgebenden Luft Nebel ausscheiden. Auch die Küsten sind niederschlagreicher als

[1]) Näheres Hann, Klimatologie, S. 180 fg.

das Innere der Kontinente. Finden sich Gebirge nahe an Küsten wärmerer Meere, so sind sie deshalb doppelt reich an Regen und Schnee (Norwegen, Südketten des Himalaya). Wo die Richtung der feuchten Winde quer zum Gebirge steht, ist der dem feuchten Winde zugekehrte Abhang die nasse, der andere die weit trockenere Seite des Gebirges (Himalaya, Kaukasus, Neuseeland etc.), der Wind hat eben einen grossen Teil seines Wasserdampfes verloren, bevor er das jenseitige Gehänge erreicht. Dort nimmt er dann den Charakter eines Föhns an. Bei Gebirgen, wo, wie in den Alpen, die Regenwinde zum Teil in der Streichrichtung der Ketten gehen, sind die Randzonen regenreicher als die mittleren Ketten und als die mittleren Teile der grossen Längenthäler. Der Regenfall nimmt im Gebirge allgemein mit der Höhe bis zu einer gewissen Grenze zu, dann aber wieder ab. So verhalten sich z. B. die Regenmengen während der Periode der Monsunregen nach Hill bei den Meerhöhen von 310 m, 1270 m und 3000 m wie 1 : 3,7 : 0,2; das Maximum liegt dort bei 1270 m über Meer. Für die Winter- und Frühlingsregen liegt das Maximum höher. In den westlichen Ghats liegt nach Sykes das Niederschlagsmaximum bei ca. 1400 m Seehöhe, in Java nach Junghuhn bei 1000 m.

Nach Sewerzow und Wood befindet sich im Tianschan, Alai-Tag und im Hochlande von Pamir (Innerasien) die Zone der Winterschneewolken bei 2500 bis 3000 m, sie liegt also bedeutend unter der Schneegrenze jener Gebiete. Die höchsten Regionen erhalten ihren Schnee im Sommer, die tiefen im Winter. Dazwischen, von 3000 bis 5000 m bleibt der Boden im Winter schneefrei. Man steigt aus der Tiefe über schneebedeckte Gehänge und durch eingeschneite Wälder hinauf, bis man bei 3400 bis 4900 m Meerhöhe (ca. Mont Blanc-Höhe) im kräftigen Sonnenschein auf grüner Weide die Kirgisen mit ihren Herden überwinternd findet. Der Winterschnee geht in Lawinen, der Sommerschnee in Gletschern zu Thale. Der helle Winterhimmel der Alpen und die dort oft bei 1300 bis 2000 m zu findenden schnee-

freien Stellen mit Frühlingsblumen im Januar und dergleichen sind nur ein schwaches Abbild der grossartigen Erscheinungen in Hochasien.

Aus den Alpen kennen wir noch keine sicheren Zahlen über die Höhe des Niederschlagsmaximums. Schlagintweit gibt (Untersuch. 1850, S. 425) an, dass sich in den Alpen bis ca. 1500 m Meerhöhe, d. h. bis ca. zur oberen Waldgrenze der Betrag der Niederschläge wenig mit der Höhe ändere, von 1500 m an aufwärts aber entschiedene Verminderung auftrete. Diese Angabe beruht wesentlich auf Beobachtungen aus den Ostalpen. Für die Centralalpen scheint das Niederschlagsmaximum auf wenigstens 2000 m hinaufzurücken. Die wenigen in solchen Höhen gelegenen regelmässigen Beobachtungsstationen sind leider bis jetzt meistens Pässe, nicht Gipfel und nicht Hochflächen, so dass normale allgemeine Verhältnisse aus ihren Angaben kaum abgeleitet werden können.

Ganz allgemein nimmt über dem Niederschlagsmaximum in den Gebirgen die Zahl der Niederschläge und der Niederschlagstage noch zu, allein in viel rascherem Verhältnis nimmt die Ergiebigkeit der Niederschläge ab.

In den Alpen liegt die mittlere Höhe der grösseren Wolkenmassen bei 2000 bis 2400 m, die höchsten Cirri- und Schäfchenwolken erreichen mehr als 7000 m. In den Nordabfällen der Alpen herrschen die Sommerregen, in den südlichen und besonders den westlichen die Herbstregen vor. Schon zwischen 1200 und 1500 m und von da aufwärts zeigt der Niederschlag nach Schlagintweit ein Frühlingsmaximum (viel Schnee) und ein Sommermaximum (Gewitter).

Für die Ernährung der Gletscher scheint auf den ersten Blick weniger der absolute Schneefall, als vielmehr die Schneeschicht massgebend, welche am Ende des Winters vor der Zeit vorwiegender Schneeschmelze sich angehäuft hat und den Boden bedeckt. Coaz („Lawinen") gibt vom Frühjahr 1879 folgende Zahlen hierüber:

Ort	Meerhöhe m	Dicke der Schneelage m
Sils (Engadin) . .	1800	0,90
Simpeln (Wallis) .	1480	1,20 alter 3,6 neuer
Julierpass (Graub.) .	2287	8,25
Grimsel (Bern) . .	1800	2,55 (Agassiz 1846).

Allein nähere Betrachtung zeigt uns, dass der ältere tiefere und der jüngere obere Teil dieser Schneeschicht sehr ungleiche Dichte zeigen, so dass in dieser Schneeschicht auch kein Massstab von einheitlichem Werte vorliegt. Frischgefallener, flockiger, balliger Schnee sinkt beim Schmelzen auf etwa die Hälfte seines Volumens zusammen, bevor er Wasser abfliessen lässt, und Schnee schluckt beregnet 40% des Volumens oder 75% des Gewichtes Wasser auf, ohne solches abfliessen zu lassen (Prof. Bühler, Forstschule Zürich).

Einer vollständigen Beobachtungsreihe aus dem Buche von Coaz (Lawinen) entnehmen wir folgende Zahlen, die sich auf summierte Höhen des als frischgefallen gemessenen Schnees beziehen:

Simplonpass

Ort	Meerhöhe m	Schneefall im Winter 1862/63 m	1863/64 m
Brieg	700	1,382	0,912
Schalberg . . .	1311	3,347	1,716
Schutzhaus 4 . .	1880	6,650	3,178
Simplon-Hospiz .	1998	5,911	—
Simplen, Dorf .	1480	4,199	1,250
Gondo	860	12,725	1,758
Mittel (ohne Brieg)	1451	4,526	

Aus dieser Tabelle geht sowohl die grosse Ungleichheit des Schneefalles verschiedener Jahre als auch die Ungleichheit der Unterschiede verschiedener Jahre für verschiedene Lokalitäten hervor. Allein ein exaktes Mass für die Schneesubstanz liegt auch hierin nicht, denn die verschiedenen Schneefälle haben gewiss ursprünglich verschiedenes specifisches Gewicht gehabt. Regen-

fälle auf vorher trockenen Schnee ergeben eine Vermehrung der Schneesubstanz. In den höheren Regionen geht kein Niederschlag, welcher Art er auch sei, für die Firnbildung verloren. Tiefer unten hingegen, wenn der Schnee schon nahe an 0° steht, befördert Regen die Abschmelzung und das Abfliessen von Schmelzwasser.

Coaz berechnet aus einer Menge von Beobachtungen, dass in der mittleren Höhe von 1800 m eine frisch gefallene Schneeschicht von 12,12 mm beim Schmelzen eine Wasserschicht von 1 mm ergibt, dass also das specifische Gewicht des frisch gefallenen Schnees im Mittel = 0,08250 sei. Da nun die meisten meteorologischen Tabellen den Schneefall in Wasser ausgedrückt geben, können wir leicht durch Multiplikation der Zahl mit 12,12 uns eine Vorstellung von der Schneeschicht, frisch gefallen gedacht, verschaffen.

In mm Wasser ausgedrückt sind ferner folgende Schneefälle beobachtet worden:

Station	Meerhöhe m	Winter 1876	1877	1878	Mittel der 3 Jahre
		mm Wasser			mm Wass.
Ragatz	521	188,8	266,5	200,9	218,7
Marschlins	570	161,4	325,7	268,2	251,8
Bevers	1710	407,3	304,8	319,1	343,7
Sils(-Maria)	1800	490,3	404,7	360,4	418,5
Castasegna	720	99,9	103,6	178,5	127,3
Platta (Medels)	1380	?	409,7	342,7	376,2
Splügen, Dorf	1450	568,6	454,0	485,9	502,8
Bernhardin	1626	1495,9	968,9	305,6	923,5
Gr. St. Bernhard-Hospiz	2473	1225,8	908,2	920,2	1018,1
Genf	375	61,4	38,8	22,8	41,0

Lassen wir die Stationen unter 1000 m weg und ziehen wir im übrigen das Mittel, so erhalten wir:

mittlere Höhe über Meer	mittl. jährl. Schneefall in Wasser	mittl. jährl. Schneefall in Schnee
1740	593,6	**7194,432!**

Aus obiger Tabelle ergibt sich ferner, dass der Schneefall offenbar in den Alpen sein Maximum nicht schon in derjenigen Höhe findet, wo dies

wahrscheinlich für die Niederschläge überhaupt der Fall ist, dass vielmehr mit der Höhe das Verhältnis von Schnee zu Regen für den ersteren in stärkerer Progression wächst, als die Abnahme der Gesamtniederschläge ihn zu vermindern vermöchte. Dies ist wesentlich, weil dadurch das Maximum der Schneefälle wenigstens noch in die Sammelbecken, wahrscheinlich sogar in die Firnmulden der Gletscher hinaufgerückt wird.

Noch deutlicher wird dies durch folgende Zahlenreihe vom Grossen St. Bernhard in 2491 m Meerhöhe:

1818	bis	1836	jährliches	Mittel	der	Niederschläge	1,504	m	Wasser
1836	„	1846	„	„	„	„	2,200	„	„
1818	„	1846	„	„	„	„	1,753	„	„

Dabei waren im Mittel höchstens $1/4$ der Niederschläge flüssig, wenigstens $3/4$, also $3/4 \times 1,753 = 1,314$ m in Form von Schnee gefallen, was als frisch gefallener Schnee berechnet einer Schneeschicht von ca. 16 m gleichkommt, als gesinterter Schnee vom specifischen Gewichte von 0,333 einer Schicht von fast 4 m und als Firneis von 0,628 specifischem Gewicht einer Schicht von ca. 2 m entspricht.

Während im Jahre 1845/46 auf dem St. Bernhard 1,488 m Schnee, in Wasser ausgedrückt, fielen, wurden auf der Grimsel bei 1871 m Meerhöhe gleichzeitig 1,494 m Schnee, als Wasser gemessen, beobachtet, welche Aehnlichkeit wohl nicht bloss als Zufall angesehen werden muss. (Agassiz, Système p. 135.) Für jenes Jahr erhalten wir für St. Bernhard und Grimsel etwa $17\frac{1}{2}$ m Schnee als frisch gefallen gemessen. Im April war er auf 2,30 m gesinterten Schnee von 0,613 specifischem Gewicht zusammengefallen.

Ueber den Schneefall in den Höhen der Centralalpen, mit einigen Tiefenstationen verglichen, habe ich ferner von der schweizerischen meteorologischen Centralstation durch das freundliche Entgegenkommen von Herrn Direktor Billwiller folgende Zahlen erhalten:

Station	Meer-höhe m	Zahl der Beob-achtungs-jahre	Gesamt-niederschl. im Jahres-mittel.	Schneefall im Jahres-mittel in mm Wass.	Schnee in % des Gesamt-niederschl.
St. Bernhard . . .	2478	20	1239,8	781,6	63
Simplon	2008	8	830,3	511,0	62
Gotthard	2100	9	1934,5	1130,0	58
Sentis	2467	1	1696,2	965,9	57
Bevers	1715	20	835,3	335,4	40
Splügen	1471	18	1548,7	479,4	31
Andermatt	1448	14	1224,3	609,6	50
Sils(-Maria)	1810	20	975,0	420,7	43
Grächen (Wallis) .	1632	18	547,6	252,8	46
Rigi	1800	12	1592,1	502,3	32
Davos	1560	14	961,4	434,8	45
Klosters	1207	13	1202,1	504,0	42
Platta (Medels) . .	1380	19	1298,0	444,5	34
Einsiedeln	910	20	1641,6	347,7	21
Engelberg	1021	20	1752,5	400,2	23
Grimsel	1874	12	1994,1	1407,4	71
Martigny	498	18	854,7	90,0	11
Zürich	470	20	1196,7	93,7	8
Altdorf	484	20	1137,9	106,6	9
Genf	408	20	845,1	48,9	6
Altstätten (Rheinthal)	478	20	1308,9	129,2	10

Anmerkung: In den Schneefällen der hohen Stationen sind auch vereinzelte Regenschauer des Winters mit eingeschlossen, da dieselben vom Schnee aufgenommen ebenfalls zur Firnbildung gelangen.

Aus dieser Tabelle ergibt sich ferner der mittlere jährliche Schneefall in mm Wasser bei einer Meerhöhe von

	400 bis 900 m,	900 bis 1500 m,	1500 bis 2000 m,	2000 bis 2500 m
zu:	93,7	464,2	559,0	847,1,

was unsere frühere Aussage von der Zunahme des Schneefalls, so hoch die Beobachtungen reichen, bestätigt. Das Gesamtmittel für die Stationen von 1500 bis 2500 m ergibt in Wasser 674 mm, in frisch gefallenem Schnee = 8,2 m. Ferner ist in obiger Tabelle in schönster Weise die Zunahme des Prozentsatzes der Niederschläge, welcher als Schnee fällt, mit der Meerhöhe zu verfolgen. Ueber 2000 m beträgt der Schnee schon im Mittel 62% der Niederschläge, nur noch 38% fallen flüssig.

Die Beobachtungsstationen in den Ostalpen reichen

bisher nicht so hoch. Wir finden dort die Mittel von 1877 bis 1882 wie folgt:

Station	Meerhöhe	Schneemenge in mm	Schnee in % der Niederschläge überhaupt
Markt Aussee . . .	655	488	24
Eisenerz	745	280	21
Altaussee	944	664	30
Lambrecht	1072	203	22
Ramsau	1130	374	30
Furrach	1260	337	30
Hohentauern . . .	1265	328	28
Mittel	1010	382	26,43
Graz	351	106	9,0

Aus diesen Zahlen über die Ostalpen (ich kann die Quelle nicht mehr ausfindig machen, aus welcher ich einst obige Mittel ausgerechnet habe) geht hervor, dass von 350 bis zu 1000 m der Prozentsatz der schneeigen Niederschläge auf nahezu das Vierfache steigt. Die gleiche Veränderung wird auch noch höher hinauf anhalten, so dass an der Schneelinie der Schnee 60 bis 70% der Niederschläge und ungefähr 1 m Wasser gleichkommt. Das Niederschlagsquantum steht hier etwas hinter demjenigen der Centralalpen zurück.

Für die untere Schneeregion, also die unteren Teile der Firnmulden, die Sammelbecken der Gletscher, gelangen die verschiedenen Beobachter nach den bisherigen Messungen auf einen jährlichen Dickenzuwachs der Schneedecke von:
10 bis 20 m in frisch gefallenem Schnee ausgedrückt, oder
2,5 bis 5 m gesintertem Firnschnee, oder
1,3 bis 2,6 m in kompaktem Firneis.
(Rendu gibt als kompakten Firn 1,57, Agassiz 2 bis 2,50, Schlagintweit für die Ostalpen 0,75 bis 1 m an.)

Diese Zahlen gelten zunächst nur für die West- und Centralalpen, für die Ostalpen liegt der Betrag nahe der unteren angegebenen Grenze, vielleicht noch tiefer. Nach meiner Ueberzeugung sind sie eher zu klein als zu gross, da auch die nicht schneeigen Niederschläge, auch der Regen vom massenhaften Schnee jener höheren

Regionen absorbiert und zur inneren Verdichtung verwendet wird.

In noch grösseren Höhen nimmt die Trockenheit zu, die Bewölkung ab. Wir besitzen zwar aus grösserer Höhe erst eine einzige Zahl: die von Dollfuss-Ausset errichtete meteorologische Station auf dem Theodulpasse gibt bei 3333 m Meerhöhe als Summe der Schneefälle vom 11. November 1865 bis 22. Mai 1866 eine Schneelage von 2,4 m an, was freilich schon teilweise gesinterter, aber noch nicht eigentlicher Firnschnee ist.

Im Mittel dürfen wir auf der ganzen Sammelfläche eines Gletschers von dem tieferen Teil der Firnmulde bis hinauf zu den umgrenzenden Hochschneescheidekämmen *eine jährliche Ernährung von wenigstens 2 m Firnschnee oder 1 m Firneis annehmen.* Die Zufuhr von den seitlichen Gehängen nach den Schluchtgründen und Mulden erzeugt dann in dem Sinne eine ungleiche Verteilung, als die Gräte schneefrei geblasen werden, während in den Tiefen der Firnmulden und in den geschützten Winkeln ihres Gebietes die Schneeanhäufung die obigen Mittelzahlen sehr stark übertrifft.

Für andere vergletscherte Gebirge fehlen uns bis jetzt selbst ungefähre Angaben.

So ungenügend die vorhandenen Beobachtungen sind, lehren sie uns doch, *dass in den Alpen das Maximum des jährlichen Schneefalles wahrscheinlich in den unteren Teil der Schneeregion fällt und dort weitaus mehr als die Hälfte, höher oben fast die gesamte Menge der Niederschläge in Form von Schnee fällt,* so dass dort Regenniederschläge eine Ausnahme werden. Noch über 3000 m bis zu den höchsten Gipfeln ist in den Alpen ausnahmsweise Regen beobachtet worden. Derselbe ist aber ganz feintropfig. In diesen Höhen ist Schnee der gewöhnliche Niederschlag selbst im Sommer, denn sogar die mittlere Julitemperatur liegt unter 0°. Schon bei 2500 m kann in jedem Monat Schnee fallen, so dass auch der Sommerniederschlag als Gletscherernährer erscheint. Der Schneefall dieser Höhen ist

seltener grossflockig, meistens besteht er aus kleinen flimmernden Nadeln und Sternchen, die sich bei stürmischer Witterung zu kleinen Körnern, den Graupeln der tieferen Regionen ähnlich, verworren zusammenballen. Dort herrschen diejenigen Schneeformen vor, die in der Tiefe nur selten und nur bei kalter Witterung fallen. Ueber 3000 m bewirken selbst vorübergehende Wolken und Nebel ein leises Niederschauern von Schnee in tausend blendend flimmernden Sternchen, die oft sogar aus dem hellen Himmel zu fallen scheinen und wie Millionen von Edelsteinen in der Sonne glitzern.

B. Der Hochschnee.

Der mehlige, trockene Schnee, wie man ihn im Winter und Sommer in der oberen Schneeregion vorwaltend trifft, heisst gewöhnlich Hochschnee (Hugi), auch „Hörnerschnee“ (Schlagintweit), „neige poudreuse“ (Agassiz). Bald bedeckt er ausgedehnte Flächen, die mühsam zu durchwaten sind, bald finden wir steile Felsgehänge leicht davon überstreut. Wer im Gebirge viel gezeichnet oder gemalt hat, weiss, wie im Sommer im unteren Teil der Schneeregion Fels und Schnee gewöhnlich scharf in grösseren Formen aneinander abgrenzen, so dass die Umrisse mit aller Bestimmtheit gezeichnet werden können, vorausgesetzt, dass nicht jüngst ein frischer Schneefall eingetreten ist. In der Region des Hochschnees, besonders über 4000 m aber, wird das Zeichnen der Felsgehänge viel schwieriger, weil da auch im Sommer in der Regel alles wie frisch überschneit aussieht. Die unendliche Zahl feiner charakteristischer Einzelheiten in der Verteilung des dünn aufgestreuten pulverigen Schnees und der Felsunterlage, welche die kleinsten Gestaltungen der letzteren und manchmal auch die Windrichtung, welche den Schneefall begleitet hat, durch die Verteilung von Dunkel und Hell zum ver-

schärften Ausdruck bringt, vermag nur die Photographie wiederzugeben. Einzelne besonders helle Sonnentage vermögen zwar den dünn aufgestreuten Hochschnee von den Felsgehängen wenigstens auf der Sonnenseite oft in wenigen Stunden wegzuschmelzen oder aufzutrocknen, wodurch das Bild sich rasch verändert; allein ein neuer leichter Schneefall lässt in dieser Höhe selten lange auf sich warten. In der unteren Schneeregion bleibt der Schnee im Sommer nur da liegen, wo er sich auf flacherem Grunde zu dickeren Lagen anhäufen konnte. In der oberen Schneeregion ist es auch im Sommer in der Regel so, wie tiefer unten im Winter.

Der Hochschnee ist ferner ausgezeichnet durch sein blendendes Weiss. Wenn wir zwei beliebige durchsichtige Medien von ungleichem Lichtbrechungsvermögen mischen, ohne dass sie sich gleichmässig ineinander auflösen, so beobachten wir, dass sich die eigene Farbe der Medien um so mehr verliert und dem Weiss weicht, je feinkörniger die Mischung ist. Die Ursache liegt darin, dass der eindringende Lichtstrahl an jeder Grenzfläche beider Medien eine teilweise Zurückwerfung ohne Farbveränderung erleidet. Je feinkörniger die Mengung, desto weniger tief dringt der Lichtstrahl ein, desto vollständiger und unveränderter wird er zurückgeworfen. Zerstossenes Glas ist z. B. eine körnige Mischung von Luft und Glas. Je feiner das Glas zerstossen wird, desto weisser erscheint sein Pulver und desto mehr verschwindet die Eigenfarbe desselben. Aus diesem Grunde sind alle Pulver farbloser oder auch gefärbter ziemlich durchsichtiger Substanzen weiss. Nur Pulver undurchsichtiger Substanzen können stark farbig sein. Aus dem gleichen Grunde erscheinen Emulsionen zweier durchsichtiger oder durchscheinender Flüssigkeiten weiss wie Milch, und aus demselben Grunde der Reflexion an den Grenzflächen beider Medien sind Mengungen von Luft mit Wasser, der Schaum wie die beleuchteten Wolken weiss und undurchsichtig, und zwar um so weisser, je feiner und dichter die Mengung ist. Weisse Farbe entsteht sogar, wenn die ganze Masse aus dem gleichen

farblosen Material besteht, unter der Bedingung, dass dessen einzelne, in verschiedenen Richtungen sich optisch nicht ganz gleich verhaltende Körner verschieden gestellt sind; die Grenzflächen der Körner wirken dann teilweise reflektierend (weisser Marmor).

Im Hochschnee liegt uns nun, entsprechend der Kleinheit der Eisnädelchen und Eissternchen, aus denen er besteht, eine sehr feinkörnige Mengung von Eis und Luft vor, welch letztere die unregelmässig polyedrischen Zwischenräume erfüllt. Zwei sehr durchsichtige, sehr farbenschwache Medien, so innig gemengt, müssen das blendendste Weiss ergeben.

Ballen hingegen die sich berührenden Eisnädelchen zu grösseren Körnern zusammen, so sammeln sich auch die Lufträume zu einer kleineren Zahl einfacher geformter Blasen, die mechanische Mischung beider ist nicht mehr so fein, manche Lichtstrahlen dringen etwas tiefer ein, bevor sie in unser Auge vollständig zurückgeworfen werden; das Weiss ist weniger blendend, die Masse etwas durchscheinend geworden. Dieses Verhältnis finden wir beim grossflockigen Schnee und beim körnigen Firnschnee, der allmählich aus dem Hochschnee hervorgeht.

Wir kehren zum Hochschnee zurück. Derselbe ist viel zu leicht beweglich, als dass er sich dauernd an Kämmen, auf Gipfeln und an hohen Gehängen anhäufen könnte. Er ist der Spielball der Winde, die in diesen Höhen oft kräftig und selbst sturmartig wehen, während unten alles ruhig scheint. An hellen Tagen sieht man dann selbst aus grosser Entfernung von unten, wie in den Gräten in Form flatternder, blendender Wolken der Schnee hinausstiebt. Er wird von den Gratlinien in geraden Streifen in die Luft hinausgefegt, fällt im Windschatten allmählich wieder herunter und rieselt dann in zahllosen kleinen Staublawinen bis auf die weniger steilen Terrassen hinunter. Die Berge „stäuben“ oder „rauchen“. („Le Mont Blanc fume sa pipe.“ Saussure, Voy. IV, § 2012.) Manchmal bilden sich durch Wirbelwinde Schneehosen, den Wasserhosen entsprechend. An manchen Orten um Felsköpfe herum wird der Schnee

in tiefen Kehlen ausgefegt, an anderen häuft er sich dünenartig in langen, gebogenen, an Meerwellen erinnernden Hügelzügen, welche senkrecht auf die Sturmrichtung stehen und gegen den Sturm flach, vom Winde weg steil abfallen, an („Schneegänge", Schlagintweit, Unters. 40). An stürmischen Tagen entsteht ein Wirbeln und Wehen, dem Sandsturm der Wüste, dem Schneetreiben im Gebiete der Polarnächte vergleichbar, das den Hochschnee weit herumjagt und ihn schliesslich an den windstillen Winkeln und in den Firnmulden am meisten anhäuft. Solche Schneestürme haben schon manche Ersteigung hoher Gipfel verhindert. Der feine Schneestaub dringt kältend in die Kleider ein, erzeugt im Gesicht, an Hals und Händen ein schneidendes Stechen, man kann kaum mehr atmen, muss die Augen schliessen und kann sie nachher fast nicht mehr öffnen. Der Pfad wird sofort wieder spurlos verweht. Was in diesen Regionen selbst im Hochsommer vorkommt, ist tiefer (z. B. im Gebiet der Postpassstrassen) eine häufige Wintererscheinung. Die Schneedünen der Schneeregion, wie die winterlichen Schneedünen der tieferen Teile heissen im Oberwallis „Zwechta", in Glarus, Unteruri, Schwyz etc. „Gwechte" (= Gewehtes), in Urseren „Zwöchta", im Unterwallis „Gonfle"· im Romanischen des Engadin „Sguflò", im Vorderrheinthal „Guflà", italienisch „Gonfiati", im Liviner Thal „Cuss", im Jura „Menée".

Ist es nicht gar zu kalt, so dass der Schnee sich etwas anhängen kann (Schneefall bei 0° oder darüber, z. B. bei südwestlichen Winden in den Alpen oder Schneewehen bei hellem Sonnenschein), dann klebt er sich hinter schützenden Schnee- oder Felskanten und Felsköpfen oft allmählich derart an, dass er mehrere Meter in die Luft frei hinausragende Ueberdachungen, sogenannte Schneeschilder, bildet. Andere hierfür gebräuchliche Ausdrücke sind: „Windschirm", „Windbretter", „Schneebretter", „Guxschilde" (Schneesturm heisst „Gux" oder „Guxete"), „neige en surplomb", „corniches de neige", „congères" (Sevennen), „curuna da nev" (romanisches Vorderrheinthal), „carungas" (Oberhalbstein). In

der oberen Schneeregion gibt es viele Stellen, wo Jahr für Jahr die Schneebretter sich in ähnlicher Weise bilden. Von Zeit zu Zeit, am häufigsten im Sommer, brechen sie ab und stürzen zerstäubend zur Tiefe. Lange Felsgräte sind oben von einer vorragenden Schneekante gekrönt, die in der Weichheit und gleichzeitigen Schärfe ihrer Linie eigentümlich mit den Felsformen kontrastiert und sich oft prachtvoll vom dunkelblauen Himmel abhebt. Reihen von blinkenden Eiszapfen umsäumen den unteren Rand. Für das Begehen solcher Gräte sind sie sehr gefährlich; oft sperren sie die Zugänge zu den Gräten ab. Schon viele grosse Unglücksfälle sind dadurch entstanden, dass man sich zu weit auf die Schneebretter hinausgewagt hat. Diese stetigen Winterbilder der höchsten Regionen sind indessen von Jahr zu Jahr mancherlei Wechsel unterworfen. Man wird dessen leicht gewahr, wenn man denselben Hochgipfel in verschiedenen Jahren besteigt. Das eine Mal ruht man oben auf kahlem, trockenem Felsen, vielleicht zwei Jahre später findet man den Zugang zum Gipfel durch Schneeschilder erschwert und den Gipfel selbst mit einer 2 bis 4 m mächtigen Schneekappe bedeckt.

Der herabgewehte, herabrieselnde Hochschnee häuft sich in Halden von ca. 30°, seltener von bis zu 40° Böschung an. Ist das verschneite Gehänge nicht sehr steil, so erscheinen seine Formen ausgeglichen in sanfte, prachtvolle Wölbungen, ist es hingegen sehr steil, so ragen von Zeit zu Zeit Felsecken aus der blendenden Schneedecke hervor; beiderseits einer solchen stützenden Felsecke rutscht der Schnee ab, während er von der Felsecke aufwärts in einer scharfen prismatischen, langen Schneekante stehen bleibt. Ueber jeder Felsecke baut sich so eine regelmässige Schneepyramide auf, dazwischen geht das Schneegerinnsel in langen Furchenlinien zur Tiefe, die oft schon aus grosser Entfernung sichtbar die Richtung des grössten Gefälles zeichnen. Man kann sich von der Schönheit und Reinheit der Zeichnung aller dieser Gestalten kaum eine Vorstellung machen, ohne sie in Wirklichkeit gesehen zu haben. Nur Photographien

in grossem Massstabe, aber keine Handzeichnungen sind imstande, sie wiederzugeben.

Der Hochschnee erleidet aber schon in der oberen Schneeregion Umbildungen zu Eis, welche uns in verschiedenen Formen entgegentreten.

Im Sommer sieht man die Oberfläche des Hochschnees meist von einer rauhen, unebenen, oft den Fuss tragenden Eisrinde überdeckt oder das Innere, wenn nach ihrer zeitweisen Bildung neue Niederschläge folgten, von dünnen Eisblättern durchzogen. Wenn die Kälte die Eiskruste zerreisst, der Wind sie aufwühlt, rollen kleine zu Scherben sich abrundende Eistafeln auf den Schneegehängen herunter und zeichnen ihre Spuren in der Richtung des grössten Gefälles. Eisrinden („Eisfirnis") finden sich im Sommer bis in alle Höhen hinauf. Selbst auf dem Mont Blanc-Gipfel kommen sie oft vor. Am häufigsten erscheinen sie an der Sonnenseite, in welchen Fällen vorübergehende oberflächliche Schmelzung durch Insolation und Wiedergefrieren in der nicht in gleichem Masse erwärmten Luft sie gebildet hat. Aber auch noch andere Ursachen können sie bilden. Fällt ausnahmsweise Regen auf den kälteren Schnee, so bilden sich ebenfalls rauhe Eiskrusten, wie schon Rendu hervorgehoben und wie seither öfter bestätigt worden ist.

Bei der Bildung der Hocheiskrusten hat aber das direkte Ansetzen von Eis aus dem Wasserdampf der Luft auf Fels und Schnee weit mehr Bedeutung, als bisher gewöhnlich angenommen worden ist. An die Windmessapparate auf dem Sentis (2504 m) setzte sich im Winter nicht lockerer Reif an, sondern eine kompakte Eiskruste; die Telegraphendrähte wurden zu soliden Eiscylindern von 30 cm Durchmesser und zerrissen unter dieser Last. Ich habe schon sehr oft gesehen, wie selbst im Sommer auf Höhen von 2500 bis 4000 m sich alle Kanten und Ecken der Felsen mit schön geformten, bis 40 cm langen, aus festem Eise bestehenden, vom Winde gerichteten, einseitig federförmigen Büscheln dicht besetzen, und wie diese von der gewöhnlichen Reifform ganz verschiedenen Eisfedern in kleinern verschmelzenden

Gestalten dicht gedrängt auch die Schneeflächen überziehen. Eiskrusten bis zu 10 und 20 cm Dicke bilden sich nicht selten auf diese Weise.

Die Vereisung des Hochschnees kann in warmen Sommern auch tiefer hinein gehen. Mit Schmelzwasser durchtränkte Schneeflächen finden sich in den Alpen ausnahmsweise noch zwischen 3000 und 4000 m Meerhöhe. Bei dünner Schneeschicht sickert das Wasser bis auf den Felsgrund, bei dickeren Lagen bis auf eine innere Eisrinde. Es kann dann alle Lücken im Schnee erfüllen und in der Nacht zu einem dichten, glasigen Eise gefrieren. Das ist das „Hocheis". Oft rieselt Hochschneeschmelzwasser über Fels einer etwas tieferen Schneehalde zu und durchtränkt deren untersten Teil, der dann vollständig vereist, während oben der Hochschnee bleibt. Vereisung des Hochschnees kann also in Krusten an der obern wie an der untern Fläche sich geltend machen. Der Hochschnee wird vom Winde weggefegt, das Hocheis hält festeren Stand. Kalter, trockener Schnee lässt, wenn er rasch in warme Luft gebracht wird, nach den Experimenten von Prof. Bühler (Forstschule Zürich) schon Schmelzwasser von der Oberfläche abfliessen, während er im Innern noch trocken und sein specifisches Gewicht erst auf etwa 0,58 gestiegen ist, während nasser Schnee erst bei vollständiger Sättigung und specifischem Gewicht nahe gleich 1 Wasser abgibt.

In den letzten Jahrzehnten, da in den Alpen im allgemeinen die Abschmelzung stärker, der Schneefall geringer geworden ist, kam an vielen Gehängen und Gräten der höheren Schneeregion das Hocheis zu Tage, da wo früher meistens Hochschnee gelegen hatte. Die Grenze von Firn und Hochschnee hat sich nach oben verschoben. Indessen übernachtete Zumstein vor vielen Jahren bei 4264 m am Monte Rosa in einer Spalte in festem Eise. Einhauen von Tritten in Hocheis ist eine recht gewöhnliche Arbeit bei Bergbesteigungen in Höhen über 3000 m geworden. In den Sommern 1882, 1883 und 1884 hat sich hingegen wieder eine sehr merkliche

Zunahme des Schnees und Firnes in vielen Teilen der Alpen geltend gemacht.

Der Hochschnee zeigt nach unten schichtweise vorschreitende Uebergänge in Hocheis. Da aber die Durchschmelzung des Hochschnees nur kurz anhält, das Wiedergefrieren rasch eintritt, so kommt das körnige Zwischenstadium des Schnees, der Firn, in den höchsten Teilen der Schneeregion nur wenig zur Geltung.

Hochschnee und Hocheis bilden dicke Schichten. Auf dem Dôme du Goûter hat sie Saussure zu 16 m, auf dem Mont Blanc-Gipfel zu 50 m geschätzt. Es gibt aber noch viel bedeutendere Mächtigkeiten. Ich gebe im folgenden einige Messungen, welche teils von Ing-Top. Simon, teils von mir selbst an steil abbrechenden Schnee- und Hocheiswänden, wo solche über Felsen hinausstossen und abbrechen, ausgeführt worden sind:

Piz Roseg (Berninagruppe) 80 bis 85 m bei 3700 m Meerhöhe.

Piz Scerscen (Berninagruppe) 63 m bei 3700 m Meerhöhe.

Piz Bernina, NNO-Seite, stets Lawinen erzeugende Hocheiswand hinter dem Bovalwinkel, 107 m dick bei 3300 m Meerhöhe. Zeitweise gehen von dieser Wand alle Viertelstunden Eislawinen ab.

Piz Bernina, Eiskante gegen Nord, 60 m dick bei 4000 m Meerhöhe.

Dreieckhorn (Finsteraargruppe), Eiswand an der Ostseite, 73 m bei 3500 m Meerhöhe.

Jungfrau, östlich vom Schneehorn, Abbruch bei Kühlauenen in 3100 m Höhe 90 m dick.

Zwischen Gross- und Klein-Eiger bei 3200 m Höhe Eisabbruch von 70 m Dicke etc. etc.

C. Firnschnee und Firneis.

Wenn bei uns im Tieflande der Schnee lange liegen bleibt, bevor er ganz schmilzt, so gruppieren sich seine Krystallnadeln zu immer grössern, deutlicher werdenden Körnern. Der Schnee wird schwer, ballig, körnig. Eine ähnliche Metamorphose durchläuft der Hochschnee, der infolge seiner Beweglichkeit von dem umgebenden Bergcirkus in die tiefern Teile der Schneeregion gelangt ist, und derjenige Schnee, der, sei es trocken bei grosser Kälte oder flockig bei milderen Temperaturen dort selbst gefallen ist. Er verliert seine flimmernden Krystallformen, er wird körnig, er wird zu Firn (névé) umgewandelt. Das Wort Firn oder Ferner bedeutet alten Schnee im Gegensatz zum neuen Schnee. (Firner oder Firnen = Schneefelder, Firnfelder, Schneeberge.) Die Umwandlung ist das zweite Hauptstadium der Schneemetamorphose. Alle Schneearten, Graupeln, trockener Hochschnee, flockiger Schnee bilden ganz gleichen Firn. Die Umwandlung kann sich in wenigen warmen Stunden vollziehen (Desor in Agassiz, Système 138), sie kann aber auch langsam vorschreiten.

Auf den ersten Blick unterscheidet sich der Firn vom Hochschnee durch weniger blendendes Weiss, wofür wir schon oben die Erklärung gegeben haben. Er ist ferner ballig und schwer. Der Fuss des Wanderers sinkt nicht mehr tief in den Firnschnee, nur an ausserordentlich warmen Tagen bis zu $^1/_2$ m, meistens nur wenige Centimeter ein, der Firn lässt sich nicht mehr durch die Winde verwehen. Die einzelnen Körner sind von gleichmässiger Grösse, rundlich, und einzeln betrachtet vollständig durchsichtiges Eis, meistens mit einigen kleinen Luftblasen eingeschlossen.

Der Firn ist ferner schwerer schmelzbar als der Hochschnee. Nicht selten sieht man im Sommer frische Schneefälle rasch wieder von der Firnfläche wegschmelzen, während die Firnfläche selbst weit langsamer angeschmolzen wird. Die Erklärung hierfür liegt in dem Umstand, dass der frische lockere Schnee zwischen seinen

Krystallsternen der wärmern Luft wie den eindringenden Sonnenstrahlen eine viel grössere Oberfläche zum Angriff bietet als der zusammengesinterte, viel kompaktere Firnschnee. Für Temperaturen über 0° ist das Eis eben nicht leitend, weil die zugeführte Wärme zur Schmelzung an der Oberfläche verwendet wird. Es kommt bei gegebener Schmelzwärme auf die Grösse der Oberfläche im Verhältnis zur Masse an. Experimentell lässt sich leicht bestimmen, dass zerstossenes Eis unter gleichen Umständen viel rascher schmilzt als eine gleiche Eismasse in einem Stück, und dass feiner zerstossenes, locker durchlüftetes Eis (Hochschnee) rascher schmilzt als grobkörniges (Firnschnee).

Meist kann man auf den ersten Blick den Schmelzrand des neuen Schnees, der auf Firn gefallen ist, auf dem letzteren erkennen, und neuen Schnee, auch wenn er schon körnig geworden, vom alten Schnee, dem Firn, unterscheiden. Für die Färbung des Firnschnees kommt ausser der weniger dichten Mengung mit Luft, die er darstellt, noch die Verunreinigung seiner Oberfläche hinzu. Die Winde jagen stets Staub auf der ganzen Erde und in allen ihren Regionen herum. Der „Meteorstaub“ setzt sich überall ab, oft fällt er zusammen mit Schnee und mit Regen. Im frischen Schnee kommt der Staub, wenn er nicht in ausserordentlichen Mengen gefallen ist, weil optisch zu verdünnt, nicht zur Geltung. Auf der Oberfläche des Firnes aber haben sich allmählich diejenigen Unreinigkeiten angehäuft, welche in dickern, darüberliegenden und jetzt weggeschmolzenen Schichten verteilt und deshalb unsichtbarer eingeschlossen enthalten waren. So hat die Firnfläche oft einen wenigstens neben frischem Schnee vergleichsweise sehr leicht zu bemerkenden, gelblichgrauen oder bräunlichen, schmutzigen Ton.

Auf dem Firne liegen oft noch halb lebendig, oft tot zahllose Insekten aller Art, Blätter von erst in grosser Entfernung vorkommenden Pflanzen, alle herbeigeweht durch den Wind.

Der Firnschnee hat durch ein häufiges Anschmelzen und Wiedergefrieren seine flimmernde Krystallstruktur

verloren, die feinen Ecken und Spitzen der Eisnädelchen sind verschwunden, das eindringende Wasser hat manche Kryställchen geschmolzen, andere sind geblieben und haben als Krystallisationscentren oder Skelette gewirkt für das ringsum zum rundlichen Korn gefrierende Wasser. Ueberschwemmt man hingegen Schnee mit Wasser, so dass die Krystalle ganz zerstört werden, so bildet sich durch Wiedergefrieren Eis, kein Firn. Einmal entstanden, wachsen die einen Körner auf Kosten der anderen: Sie sintern zusammen. Die vielen Temperaturschwankungen um 0° herum verhindern die Bildung von morgensternartigen Krystallkugeln, die Krystallspitzen schmelzen immer wieder zu runder Kornoberfläche an (Ladame, Bullet. Soc. Sc. nat., Neuchâtel 1844/45). Kohäsions- und Konkretionskräfte, überhaupt Molekularkräfte, welche stets in der Nähe des Schmelzpunktes leichteres Spiel haben, tragen das Ihrige dazu bei. Der Firn ist in gewissen Beziehungen fast ein oolithisches lockeres Eis, vergleichbar den Eisenoolithen, Bohnerzen, Kalkoolithen etc.

Bei warmem Wetter zeigt sich der Firn als ein lockeres Aggregat von Körnern, die teils zwischen sich, aber auch in sich selbst noch kleine Luftblasen in Unmenge einschliessen. „Fällt die Temperatur unter 0°, so wird die Masse wieder fest, indem sie nun wie durch einen festen Cement durch jene Feuchtigkeit verbunden wird, die früher zwischen den Körnern im flüssigen Zustande verteilt war. Bei grosser Kälte wird der Firn so hart und gleichförmig, dass man Mühe hat, die Korngrenzen zu erkennen. Diese täglichen Veränderungen aber bleiben auf wenige Meter Tiefe beschränkt“ (Schlagintweit, Unters. 30). Nachts und am frühen Morgen bei hellem Wetter ist im Sommer oft der Firn so hart, dass der Tritt keine Spur hinterlässt und man bei 20 bis 30° Neigung nicht ohne gehauene Fussstapfen gehen kann; gegen Mittag weicht er mehr und mehr auf.

Vom Hochschnee lassen sich mancherlei Uebergänge durch den feinkörnigen Hochfirn („haut-névé“, Charpentier, Essai, p. 3) zu dem grobkörnigern Tieffirn („bas-

névé“), dessen Körner schon erbsen- bis fast haselnussgross werden, unterscheiden. Nicolet (Bull. Soc. Sc. nat., Neuch. 1843/44, p. 109) hat durch Experimente gezeigt, dass kalter, trockener Schnee mit Wasser von 0° fein bespritzt in Firn übergeht, während Wasser über 0° unregelmässige Vereisungen, aber keinen Firn erzeugt.

Die Firnfelder zeichnen sich meistens durch ihre grosse Einförmigkeit aus. In Skandinavien haben sie flach wellige, konvexe Gestalt, in den Alpen, im Himalaya, den neuseeländischen Gebirgen etc. bilden sie weite kesselförmige Mulden. Die Schneehalden und Schneekegel, welche ringsum durch Abrutschen des Schnees von den Gräten entstanden sind und gegen die Mitte gleiten, sowie das Zusammensintern und das langsame Thalauswärtsfliessen des gehäuften Schnees in der Mitte bedingen die beckenförmige, nach dem Thalausgang sich senkende Oberfläche. Die sich ansammelnde Schneelast bedeckt die Unebenheiten des Untergrundes und gleicht sie so viel als möglich in sanfte Gestalten aus. Beim Begehen der flachen Teile der Firnmulden stösst man meist auf keinerlei Schwierigkeiten. Oft unterbricht selbst bei stundenlangem Wandern keine Felsklippe, kein Stein, keine wesentliche Böschungsveränderung das Einerlei, und es ist, als ob die Berge im Hintergrunde der Firnmulde sich dem dorthin Wandernden gar nicht nähern wollten. Die gewaltige Ausdehnung dieser weiten Firnflächen fällt um so mehr auf, als man dieselben vom Thale herauf fast niemals sieht. Gelangt man endlich an den Rand, so nimmt die Böschung zu und der Firn zieht sich in steilen Firnkehlen hoch in die Rinnen der felsigen Gehänge hinauf.

Sehr selten beobachtet man Schmelzwasser auf dem Firne, dasselbe versickert vorweg in die tiefern Schichten. Allein an den steilern Teilen finden wir doch zahllose gleichmässige Furchen, welche nur von Ausschmelzung herrühren können. Dieselben sind z. B. oft $^1/_3$ m tief und $^1/_2$ m weit und liegen in ziemlich gleichmässigen Abständen von 1 bis 3 m voneinander. Wie die Schraffur auf einer Karte sich zeichnend, verlaufen sie regelmässig

in der Richtung des grössten Gefälles den tiefern Punkten zu, wo sie sich zu eigentümlichen Gruppierungen scharen. Da diese Furchung der Firnflächen mit grosser Regelmässigkeit auch bei sehr geringen Böschungen sich findet und ganz allein durch die Richtung der grössten Oberflächenneigung regiert wird, so kann sie weder auf kleine Lawinen, noch auf Windwirkung, noch auf eine im Innern der Masse liegende Ursache zurückgeführt werden. Sie entsteht in ihrer ersten Anlage im Frühsommer oder am Morgen, wenn die obersten Schichten zu schmelzen beginnen, während die etwas tiefern Lagen, noch gefroren, das Schmelzwasser nicht versickern lassen, oder besonders, wenn plötzlicher Regen auf die gefrorene Firnfläche fällt. Das Wasser sickert oder fliesst dann kurze Zeit furchend an der Oberfläche ab. Ueber Mittag im Sommer, nachdem die nächtliche Eisrinde ganz durchlockert ist, treffen diese Bedingungen nicht mehr ein, indem das Schmelzwasser vorweg in den Firn hinab versickert. Da aber die Furchen zugleich allmählich durch stärkere Anhäufung von Unreinigkeiten und Entblössung von tiefern, unreinern Schichten etwas. schmutziger und dadurch zu stärkerer Absorption der Sonnenstrahlen befähigt werden, bildet die Besonnung nachher stets das Werk weiter aus, welches durch seltenere und kürzer andauernde Umstände eingeleitet worden war. Die Furchen des einen Jahres kommen in einem folgenden nicht selten wieder zum Vorschein und gelangen zu noch weiterer Ausbildung. Der neue Schnee liegt auf den Flächen zwischen den Furchen, während im Grunde derselben schon der alte grauliche Schnee entblösst ist.

Diese Furchung ist, besonders in Zeiten schwindender Firnfelder und in den untern Teilen derselben oft auffallend stark, oft aber wird sie durch andere Erscheinungen verwischt. An der gleichen Stelle ist sie das eine Jahr sehr deutlich, ein anderes nur wenig sichtbar. Von grosser Höhe herunterblickend, wo die Tiefe sich verkürzt, erkennt man oft bloss an diesen Firnfurchen die Richtung der Neigung.

Unter anderen Verhältnissen prägt der Wind die

Oberfläche des Firnes. Sie sieht dann aus wie eine gekräuselte oder schwach feinwellige Wasserfläche. Dabei hat aber der Wind nicht mechanisch wehend gearbeitet, sondern diese Formen sind die Schmelzformen warmer und feuchter Luftströmung. Die Anschmelzung der Oberfläche geschieht in lauter aneinander sich reihenden konkaven, schalenförmigen Flächen, die durch kleine Schneegräte getrennt sind, welche wie Dünen dem herrschenden Winde eine flachere Böschung zukehren, an der Leeseite etwas steiler abfallen. Oft wird diese Oberflächengestaltung durch Winde während neuem Schneefall verstärkt.

Sind die Winde, welche die Oberfläche bestreichen, sehr schwach und unregelmässig, so hört die Orientierung der Schmelzwellen nach dem Winde auf, sie richtet sich dann nach der Sonnenstellung und der mit der Verteilung der Unreinigkeiten variierenden Absorption, so dass alle unreinern Stellen beckenförmige Vertiefungen bilden, die Rippen dazwischen aus weisserm, reinerm Firne bestehen.

Um Felsköpfe herum, welche aus dem Firne hervorragen, fegt und schmilzt der Wind oft 10 bis 30 m tiefe steile Kehlen aus, welche in scharfen, sanft gebogenen Firnkanten gegen das Firnfeld abgegrenzt sind.

Spalten sind in der untern Firnregion und im Sammelbecken am seltensten. Da liegt der Firn am mächtigsten. Gegen die Ränder der Firnmulde hinauf aber, wo die Firnschicht dünner wird, gelangt die Gestaltung des Untergrundes, die zu allerlei Unregelmässigkeiten im langsamen Thalwärtssinken und -gleiten führt, zu vollerer Geltung durch die Firnmasse hindurch; es entstehen Klüfte, welche teils von der lokalen Gestaltung des Untergrundes, teils von der allgemeinen Bewegung des Firnes herrühren. Wir werden die Klüfte später als Folgen der Bewegung besprechen.

Wo eine Kluft, eine Windkehle oder eine künstliche Entblössung uns etwas tiefer in den Firn hineinschauen lässt, erkennen wir überall auf den ersten Blick stets ganz deutlich dessen Schichtung, wie sie den verschiedenen Schneefällen und Lawinen einerseits, den

zwischenliegenden Schmelzperioden und Staubfällen andererseits entspricht. Oft wiederholen sich scharfe Schichtabteilungen von ½ bis 3 m (nach Schlagintweit ½ bis 1 m) mit grösserer Regelmässigkeit als andere, so dass man solcher wahrscheinlich einem Jahre entsprechenden Schichten oft 30 bis 60 und mehr übereinander zählen kann. Aeltere Firnschichten sind gewöhnlich trüber, denn nicht nur der Firn, auch der darin eingeschlossene Schmutz konzentriert sich bei dem Zusammensintern. An anderen Orten ist ein Abzählen der „Jahrringe“ wegen vieler Unregelmässigkeiten unmöglich.

In den untersten Teilen der Firnmulden und besonders im sogenannten Sammelbecken gegen den Eisstrom hin sieht man an der Oberfläche oft weithin sich erstreckende schmutzige Kurven, welche schon aus der Entfernung sich deutlich von der im übrigen reinen weissen Firnfläche abheben und die früher beschriebenen Furchen durchschneiden. Sie sind das Ausgehende der successive tiefern Firnschichtengrenzen, entblösst durch die abwärts zunehmende Abschmelzung. Diese Zonen zeichnen sich im Sommer durch ihre Durchnässung aus, indem auf denselben das Schmelzwasser der obern Schicht von der vereisten Oberfläche der untern am Versickern gehindert zu Tage geleitet wird. Der Firn sinkt langsam thalwärts dem Gletscher zu. Seine Bewegung werden wir später besprechen; wir richten unser Augenmerk zunächst auf die Strukturveränderungen des Materials.

Wenn wir frisch gefallenen Schnee einer höhern Temperatur aussetzen, so sintert er zuerst auf ⅓ oder gar ¼ seines ursprünglichen Volumens zusammen, ohne einen Tropfen Wasser abgehen zu lassen. Der Schnee schluckt sein eigenes Schmelzwasser wie ein Schwamm bis zur vollständigen Sättigung auf. Die Luft wird dadurch zu einem grossen Teile ausgetrieben und das specifische Gewicht nimmt im gleichen Verhältnis zu, wie das Volumen abnimmt. Erst wenn der Schnee ganz durchnässt ist, fliesst das Wasser ab (Bühler). Schmilzt der Schnee in den Firnflächen so stark, dass seine obern Schichten Wasser abfliessen lassen, so kann dasselbe nur

nach den tiefern Schichten hin sickern, welche wieder Wasser aufzunehmen und kapillär zurückzubehalten imstande sind. Die Durchtränkung schreitet immer tiefer hinein vor, bis sie allmählich den Untergrund erreicht. Verschiedene Umstände, wie z. B. tiefere Temperatur mancher winterlichen Schneeschichten, vielleicht auch Temperatur des Felsgrundes unter 0°, oder das mechanische Hindernis des Felsuntergrundes bedingen eine teilweise Stauung des Schmelzwassers im Firn. Nun kommt dazu die Kälte der Nacht und die Kälte des Winters. Temperatur unter, oft tief unter 0° ist ja in dieser Region das Normale, die Schmelzzeiten sind im Vergleich damit kurz andauernd und vorübergehend. Die Kälte kann, wenn sie lange einwirkt, allmählich tiefer eindringen, die Wärme aber nicht, sie wird an der Oberfläche verbraucht. Der durchtränkte Schnee wird zu Eis. Ein weiteres Moment, welches die Verdichtung des Schnees befördert, ist der Druck der jüngern Schneeschichten, die sich darüber lagern. Die tiefsten Schichten einer Firnmulde sind oft mit 15 bis 30 kg per cm^2 belastet. Es lässt sich leicht experimentell konstatieren, dass ein solcher mechanischer Druck schon hinreicht, Schnee in Eis unter gleichzeitigem Ausquetschen von Luft und Wasser umzuwandeln. Diese letztern werden nach oben ausweichen, die Poren erfüllen, die Luft austreiben und auch dort die Vereisung befördern; denn durch hohen Druck verflüssigtes Eis ist Wasser von etwas unter 0°, das bei abnehmendem Drucke gefriert. Es ist bisher unmöglich gewesen, die Wirkung der Last für die Vereisung des Firnes direkt nachzuweisen.

Zeitweise Durchtränkung mit Wasser, Druck und Wiedergefrieren erzeugen eine fortschreitende Verdichtung und fortschreitende Vereisung des Firnes.

Dabei geht nichts verloren, ausser dem wenigen, was verdunstet. Vorübergehende Schneefälle des Sommers, die rasch wieder verschwinden, selbst der Regen, besonders, wenn er auf winterdurchkältete Firnschichten trifft, tragen zur innern Vereisung bei. Das Schmelzwasser, sich im Sommer von unten nach oben im Innern

des Firnes stauend, erfüllt die Poren und treibt die Luft derselben nach oben hin aus. Es gefriert leicht wieder, weil es nicht über die Wärme des Gefrierpunktes gelangen konnte und deshalb bei der geringsten Abkühlung stets zum Wiedergefrieren bereit ist. Schmelzwasserbäche fehlen der Firnoberfläche mit seltenen vorübergehenden Ausnahmen gänzlich, der Firn ist eben für sein eigenes Schmelzwasser zu durchlässig.

So finden wir denn in den Firnmulden nach den tiefern Schichten hin die fortschreitende Vereisung ausgesprochen. An Kluftwänden der Firnregion sieht man oft schon in wenigen Metern unter der Oberfläche festes, zwar noch blasenreiches und deshalb weisses, unvollkommenes und nur undeutlich körniges Eis, das Firneis. Firneis ist eigentlich Firn, dessen Körner durch eingesickertes, wieder gefrorenes Wasser zum Konglomerate cementiert sind. Es zeichnet sich durch folgende Eigenschaften aus:

Ziemlich fest und hart, aber weniger dicht als Gletscher- oder Wassereis, die Luftblasen unregelmässig fein zerteilt, noch wenig in runde Blasen konzentriert, kein Netz von Kapillarspalten, das das Eis in seiner Totalität in Körner teilte, wie bei Gletschereis; auf der Bruchfläche sind die Firnkörner sichtbar, das Eis zwischen denselben ist, wahrscheinlich von fast mikroskopisch feinen Luftblasen, die sich beim Gefrieren ausgeschieden haben, trübe. Der Sonne ausgesetzt, schmilzt nicht selten der zwischenkörnige Eiscement zuerst und die Firnkörner erscheinen wieder; häufig aber schmilzt das Ganze wie ein einheitliches Stück Eis, ohne in Körner zu zerfallen. Das Firneis sieht von weitem fast wie Firn aus. Es ist grauweiss mit schwachem Stich ins Bläulichgrüne, wo es in grossen Massen sichtbar wird. Im Firneis kommen oft dünne Schichten homogenen Eises vor. Diese sind wohl aus Hocheiskrusten hervorgegangen. Die der Oberfläche ziemlich parallele Schichtung ist noch deutlich. Je tiefer hinab man in der Firnregion steigt, um so weiter hinauf in den Schichten der ganzen Masse reicht die Vereisung, um so weniger mächtig liegt noch

eigentlicher Firnschnee darüber. Man irrt durchaus, wenn man annimmt, die Firnmulde sei bis in sehr grosse Tiefe mit dem gleichen körnigen Firnschnee erfüllt, und ebenso, wenn man den Uebergang von Firn in Eis sich unmerklich allmählich nach Raum und Zeit vorstellt. Je weiter abwärts man in der Firnregion gelangt, um so schärfer ist meistens auch die Grenze vom Firneis der Tiefe gegen die Firnbedeckung ausgesprochen. Gleich über der Firnlinie, wo bald das Eis unter dem Firn zu Tage ausgeht, trifft man an heissen Sommertagen oft auf einen Brei von Schnee und Wasser, so dass in jeder Fussspur gleich das Wasser zusammenläuft. Niemals ist dies der Fall, wo die Firnschneeschicht noch mächtiger liegt. Das Firneis ist für Schmelzwasser schon viel schwerer durchlässig, das Schmelzwasser des Firnes staut sich deshalb auf dem Firneis, treibt einen grossen Teil der Luft aus und bildet dadurch diesen Brei. Die kalte Nacht wandelt ihn in Firneis um. So wächst das Firneis Schicht um Schicht in den Firn hinauf. Wie beim Uebergang von Hochschnee in Firn werden sich auch hier in der Anordnung der kleinsten Teile die konkretionierenden und krystallisierenden Molekularkräfte zur Geltung bringen. In dieser Breischicht vollzieht sich fast ohne weitere Zwischenformen und ohne langsame Uebergänge die Metamorphose von Firn zu Eis. Im Laufe des Sommers steigt diese Grenzschicht aus der Tiefe immer höher nach oben und ihr Ausgehendes, die Firnlinie, weicht von Tag zu Tag auf der Gletscheroberfläche weiter hinauf. Im Winter bleibt sie in sich selbst starr, sie sinkt aber tiefer durch die auch im Winter nicht ganz aufhörende Bewegung thalwärts, ferner durch allmähliches Zusammengehen des Firneises unter der sich darüber anhäufenden Schneelast und vielleicht in manchen Gegenden auch durch Abschmelzung durch die Erdwärme von unten, während umgekehrt die Schneeschicht darüber im Winter ungestört anwächst.

Die Umwandlungsschicht von Schnee zu Eis liegt nach einer Reihe schneereicher Jahre mit kühlen Sommern viel tiefer von Firn begraben, nach schneearmen

Jahren mit vorherrschender Abschmelzung hingegen wird sie viel höher hinauf entblösst, so dass man dann, wie z. B. fast überall in den Alpen in den letzten Jahren, das Eis unter dem Firn fleckenweise an der Oberfläche entblösst findet, wo früher stets zusammenhängend Firn lag. Schneefrei heisst im Schweizer Dialekt „aaber", tirolisch „aper" oder „abber", in manchen Gegenden der Ostalpen „aawer". „Das Eis apert aus," sagen die Bergbewohner, wenn man an den sonst weissen Gehängen von Jahr zu Jahr grösserwerdende grauliche Flecken schon aus der Ferne erblickt. Jeder Hochtourist wird Beispiele von Gehängen und Gräten aufzuführen wissen, wo früher der Fuss im Firnschnee guten Stand hatte, während man jetzt Tritte ins Eis hauen muss. Solche Perioden vorherrschender Abschmelzung und verminderten Schneefalles oder selbst bloss eine Reihe Tage mit starkem Föhn (Agassiz, Syst. 140) führen auch in den höchsten Teilen der Schneeregion zum Ueberhandnehmen des Hocheises und des Firnes auf Kosten des Hochschnees und des Firneises auf Kosten des Firnes. Die gefrorenen Firnkrusten an der Oberfläche des Firnes nach kalter Nacht sind nicht mit dem Firneis zu verwechseln. Die erstern werden mit steigender Temperatur rasch wieder zu lockerm, echtem Firn, das Firneis ist Eis geworden, das nicht wieder zu Firn wird und bei welchem auch die Kornstruktur des Firnes sich bald mehr und mehr verwischt. Die Grenze zwischen Eis und Firnüberdeckung bei den Gletschern, die Firnlinie oder Aperlinie (Schlagintweit, Unters. 31) ist von Jahr zu Jahr sehr starken Verschiebungen unterworfen. Ihr Verlauf hängt ferner von der Richtung der Gletscher ab. Auf dem gegen Osten gerichteten Unteraargletscher (Agassiz, Syst. 48) z. B. findet sich an dem sonnenbeschienenen Nordufer das Eis horizontal thalaufwärts gemessen Hunderte von Metern weiter hinauf entblösst als an dem schattigen Südufer. Auf dem gegen Süden gerichteten Aletschgletscher hingegen hat die Firnlinie rein transversalen Verlauf.

So wie in den Alpen gestaltet sich die Umwandlung von Firn in Eis überall, wo die mittlere Temperatur an

der Schneelinie ziemlich tief, tiefer als 0° steht. Etwas anders muss es sich wohl in Gegenden verhalten, wo die Schneelinie bei höherer Temperatur bis zu + 3° liegt. Uebermass der Schneefälle und starke Abschmelzung heben sich dort auf, wahrscheinlich greift die Vereisung (Firnlinie) dort höher über die Schneelinie hinauf als in den Alpen, und schon der untere Teil der Schneeregion, abgesehen von der Bewegung in Form von Gletschern, kann als normales Glied die Vereisung aufweisen. Vielleicht fliessen schon unter dem Firn die Schmelzwasser ab. Bestimmte Beobachtungen hierüber habe ich in der Gletscherlitteratur nicht auffinden können.

Schlagintweit hebt hervor (Unters. 41), dass eine undurchlässige Felsunterlage, welche das eindringende Schmelzwasser staut, der Vereisung viel günstiger sei, als eine leicht durchlassende (wie rissige Kalksteine, Dolomite etc.), welche an der Unterfläche das Schmelzwasser dem Firne entziehe. Im letztern Falle wird der Firn sich schneller aufzehren. Hierin soll die geringe Vergletscherung der Kalkzonen der Ostalpen im Vergleich mit den oft nicht höhern Massiven der krystallinischen Schiefer begründet sein. Wenn wir in den Centralalpen nur wenige Thalgletscher finden, deren Firnmulden dem Kalkgebirge angehören (Hüfigletscher, Bifertengletscher, Limmerngletscher), so ist dies wohl mehr die Folge der selten genügenden Höhe des Kalkgebirges. Auch in Beziehung auf die Ostalpen widerspricht Sonklar der Behauptung, dass Kalkgebirge sich merklich ungünstig zur Gletscherbildung verhalten; er zählt in Salzburg und Oesterreich allein nahe an 40 Gletscher, die auf Kalk liegen. Die Ortelergruppe hat 16 grosse Gletscher, deren Sammelgebiet und Gletscherzungen vorwiegend auf Kalk gebettet sind.

D. Das Gletschereis.

Vom Firneis zum Gletschereis gibt es keinen räumlich so scharf markierten Uebergang wie von Firnschnee zu Firneis. Vielmehr bildet sich das Gletschereis durch ganz allmähliche, wahrscheinlich vorwiegend mechanische Umformung aus dem Firneis heraus. Je länger ein Gletscher, desto dichter wird sein Eis gegen sein unteres Ende hin. Kurze Gletscher bringen es nur zu unvollkommenen Formen des Eises.

Beim Uebergang vom Firneis zum Gletschereis bedarf ein Punkt besonderer Hervorhebung:

Das in trübem Eiscement eingebettete erkenntliche runde Firnkorn verwischt sich mehr und mehr und verschwindet vollständig, die Luft konzentriert sich zu deutlich eingeschriebenen einzelnen Blasen, das Eis wird mehr und mehr durchsichtig und es entsteht ein eckiges Netz von Kapillarspalten, welches das Gletschereis in eckig knotige Stücke trennt, die wir Gletscherkörner nennen. Im Firneis scheint das echte Kapillarspaltennetz und damit das Gletscherkorn vollständig zu fehlen, im Gletschereis hingegen ist jede Andeutung des Firnkornes und des Zwischencementes verloren gegangen (Agassiz, Syst. 151). Die Gletscherkörner liegen nicht in einem Eiscement eingebettet wie die Firnkörner, sie füllen den Raum durch direkte Berührung vollständig aus. Die Luft, die im Firn zwischen den Körnern lag, ist jetzt in rundlich scharf umgrenzte, in den Gletscherkörnern eingeschlossene Blasen zusammengezogen. Das Firnkorn verschwindet räumlich und zeitlich vollständig, und darauf entsteht etwas wahrscheinlich durchaus anderes, Neues, das Gletscherkorn. Alle bisherigen Versuche, einen direkten vermuteten Uebergang vom Firnkorn in das Gletscherkorn zu beobachten, haben zu dem Resultate geführt, dass die beiden keine Beziehungen zu einander haben und nicht auseinander entstehen. Wiederholte noch viel sorgfältigere Prüfungen dieser Verhältnisse, namentlich auch an Hand des Polarisationsmikroskopes, sind zur definitiven Erledigung der Frage notwendig.

Gewiss wirken bei diesem Uebergang von Firneis in Gletschereis die schon besprochenen Erscheinungen: Druck, Eindringen von Schmelzwasser an Stelle von Luftblasen, Wiedergefrieren, in gleichem Sinne weiter verdichtend. Doch diese Vorgänge allein vermöchten nicht die eben angedeuteten Unterschiede zu erzeugen, dazu sind ganz andere Ursachen notwendig.

Thalabwärts treffen wir wie in der Firnmulde so auch an der Gletscheroberfläche der Reihe nach auf Schichten, die ursprünglich stets tiefer und stärker belastet gelegen haben. Welcher Anteil an ihrer fortgeschrittenen Eisbildung von der frühern Tiefe unter der Oberfläche, welcher hingegen von Umbildung im Laufe der Zeit während des Thalabwärtsfliessens herrührt, lässt sich freilich dermalen nicht bestimmen. Nach der Tiefe vermehren sich überwiegend die Wirkungen von Druck und Infiltration, nach der Länge diejenigen von Bewegung und Zeit. Was wir auf dem Gletscher beobachten, ist die schwierig teilbare Summe von beiden. Immerhin kommen auch da Fälle vor, wo die Ursachen vereinzelt wirken.

Der Schnee, der im Winter auf den Eisstrom unterhalb der Firnlinie fällt, schmilzt von dessen Oberfläche ab wie vom umgebenden Boden, nur etwas langsamer. Er kann dabei firnartig werden. Lawinenkegel, welche auf dem Gletscherrücken ruhig liegend thalwärts getragen werden, wandeln sich in Firn und selbst in Firneis um; niemals aber verschmelzen sie, Gletschereis bildend, mit dem Gletscher, sie bleiben stets als fremde Auflagerung abgetrennt. Nur indirekt durch infiltrierendes Schmelzwasser beteiligt sich auflagernder Schnee an der Ausbildung des Eisstromes. In hohem Grade bedeutungsvoll ist aber, wenn sie sich weiter bestätigt, die Wahrnehmung, dass, wie es scheint, Schnee des Winters oder der Lawinen, welcher Gletscherspalten tief hinein erfüllt und, auf diese Weise lange Zeit in den Gletscherkörper eingeklemmt, dessen innere Bewegungen vollständig mitmachen muss, sich aus Firneis in wirkliches körniges Gletschereis umwandelt, das freilich im Grade der Ausbildung gegenüber der umschliessenden Hauptmasse etwas

zurückbleibt (Heim). Daraus geht hervor, dass das Fliessen des Gletschers bei der Umwandlung von Firneis in Gletschereis mit seinen Besonderheiten wesentlich umformende Ursache ist. Es sollten ferner die schmalen Eisbänder genau untersucht werden, welche als Reste von engen Spalten, in denen das Wasser gefroren ist, leicht zu erkennen sind. Auch sie zeigen eine körnige Struktur. Ob aber diese Körner die Eigenschaften der Gletscherkörner haben oder nicht, ist nicht untersucht.

Indem wir auf die Struktur des Gletschereises eintreten, berühren wir ein Gebiet, das noch eine Menge eingehender systematischer Forschungen bedarf, um zu einem befriedigenden Verständnis zu gelangen. Namentlich fehlt es auch an genauen Vergleichen von Gletschern aus klimatisch sehr verschiedenen Zonen der Erde. Wir stellen zunächst die thatsächlichen Beobachtungen ohne Erklärung zusammen.

In erster Linie fällt auf, dass das weissliche blasenreiche Firneis thalabwärts im Eisstrom stets blasenfreier, dadurch blauer und zuletzt vollständig blasenfrei kompakt wird, während sich gleichzeitig das Haarspaltennetz und die Konstruktur stets schärfer ausprägt. Mit dem Weggehen der Luftblasen steigt das specifische Gewicht der Masse.

Nicolet (Agassiz, Syst. 158) fand

in 1 kg	Firnschnee	64 cm^3 Luft
„ 1 „	weissem blasenreichem Eis (Firneis) .	15 „ „
„ 1 „	blauem blasenfreiem Eis	1 „ „

Dollfuss, Schlagintweit, Steenstrup bestimmten das specifische Gewicht des Eises, um seinen Luftgehalt zu ermitteln. Sie fanden:

	Specifisches Gewicht			In 1000 Volum.	
	bei 0° in den Alpen		bei — 5° Grönland		
	Dollfuss	Schlagintweit	Steenstrup	Eis	Luft
Dichter Firnschnee	0,628	—	—	698	302
Weisses blasiges Gletschereis	0,871	0,862	0,888	958 952	42 48
Blaues blasenarmes Gl.-Eis .	0,897	—	—	986	14
Blaues blasenfreies Gl.-Eis .	0,909	0,915	0,986	1000	0

Nach Brunner zeigt luftfreies Wassereis folgende specifischen Gewichte:

bei 0°	bei — 10°	bei — 20°
0,91800	0,91912	0,92125

Das aus schmelzendem Schnee und Eis abfliessende Wasser absorbiert Luft aus den Blasen. Schlagintweit (Unters. 19 und 20) fand

in 1000 Vol. Schmelzwasser absorbiert Volumina Luft
von frischem Schnee 24
„ weissem Eis . . . . 41 bis 47 (gesättigt)
„ blauem Eis . . . . 28 „ 30

Die Bach-, Fluss- und Seewasser sind stets bedeutend luftärmer als die Schmelzwasser der Gletscher. Schlagintweit hat ferner die chemische Zusammensetzung der Luft im Schmelzwasser und den Bläschen geprüft und gefunden:

	Volumenprozente		Gewichtprozente	
	Sauerstoff	Stickstoff	Sauerstoff	Stickstoff
Atmosphärische Luft	20,8	79,2	23,1	76,9
Vom Schmelzwasser der Gletscher aus den Bläschen absorbierte Luft . .	29,0	71,0	31,7	68,3
Unabsorbierter Rückstand der Bläschen	16,4	83,6	18,3	81,7
Bläschenluft n. Steenstrup in Grönland	—	—	16,8	83,2

Dass die Luft in den Blasen des Gletschereises, bevor Schmelzung eintritt, schon eine um etwas weniges verschiedene Zusammensetzung als die Atmosphäre hat, ist wahrscheinlich, aber meines Wissens bisher nicht untersucht. In denjenigen Teilen des Gletschers, in welche Sonnenstrahlen noch einzudringen vermögen, sieht man oft an warmen Tagen unter den Bläschen eine kleine Tasche von Wasser im Eise, während das Bläschen sich an die Decke drängt. Schlagintweit schon gibt Abbildungen dieses Verhältnisses (Unters. 17). Offenbar ist hier im Innern des Eises an den Wandungen des Bläschens, das vielleicht Strahlen zu absorbieren vermag, eine geringe Schmelzung zustande gekommen. Wiederholt

sich dies oft, so kann das Bläschen dadurch allmählich in die Höhe wandern und, wenn es auf ein Wasserklüftchen oder an die Oberfläche trifft, entweichen, während Wasser, das wieder gefrieren kann, an seine Stelle tritt. An den Rändern der blauen Streifen im Eise, die man oft leicht mit dem Hammer freischlagen kann, sieht man eine vertikalcylindrische Streifung. Die Wege, welche die entweichenden Luftblasen genommen haben, sind, durch Eis ausgefüllt an Stylolithen oder Steinkerne erinnernd, erhalten, und in einzelnen Fällen drang die Luftblase noch nicht bis oben, sie steht am Ende des Eiskernes, der ihren unvollendeten Weg bezeichnet (Heim, Pogg. Annal., Ergänzungsband V, 62). Es wäre indessen gewiss unrichtig, wollte man die ganze Umwandlung des blasenreichen in blasenfreies Eis hierauf zurückführen, denn die Wärmestrahlung kann nur wenig tief in das Eis eindringen. Eis lässt in einer 2,6 mm dicken Schicht nur 6 %, Steinsalz aber 92 %, Spiegelglas 39 %, Gips 14 % Strahlen der Locatellischen Lampe durchgehen. Neue Risschen hingegen lassen Luft austreten, Wasser eintreten und wieder gefrieren, so werden die Blasen allmählich verdrängt.

Huxley gibt an, dass er in jedem Falle mit den Luftblasen im Gletschereise flüssiges Wasser gefunden habe, an der Gletscheroberfläche wie an der Decke von Gletscherthoren, und spricht auf Grund hiervon die etwas kühne, aber noch in keiner Richtung näher geprüfte Vermutung aus, dass dies Wasser ungefroren schon vom Firn im Eise heruntergetragen worden sei.

Je spärlicher die Luftblasen werden, desto tiefer hinein in die Masse dringt das Licht, bevor es wieder zurück in unser Auge geworfen wird. Während ganz blendend weisser Hochschnee bei hellem Himmel im Schlagschatten blau erscheint, weil er nur von dem diffusen blauen Himmelsgewölbe beleuchtet wird, tritt uns hingegen die blaue Farbe des Gletschereises auch im direkten Sonnenlichte oder bei bewölktem Himmel entgegen, nicht als Reflex des Himmels, sondern als Eigenfarbe des festen Wassers, die mehr und mehr zur Geltung

kommt. Die Farbe des reinen Wassers in genügend dicken Schichten ist blau mit einem Stich ins Grünliche, die Farbe des Eises ist noch weniger grünlich, sie ist noch reiner blau. Am prachtvollsten beobachtet man die blaue Farbe des Gletschereises in Höhlen am Ende oder der Seite des Gletschers, wenn man in dieselben hineingeht. Schlägt man von den leuchtend blauen Wänden ein Eisstück los, so erscheint dasselbe farblos. Die Färbung des Eises, wie des Wassers, ist eben so schwach, dass sie erst in dickern Schichten zur Geltung kommt. Während in einem reinen, klaren See eine weisse Fläche, erst wenn sie ca. 15 m tief versenkt ist, so tief grünblau erscheint, dass sie für das Auge nicht mehr vom umgebenden Wasser unterscheidbar ist, dringt in das Gletschereis infolge stets noch vorhandener Unreinheiten, Luftblasen, sowie der Unhomogenität durch die optisch verschiedene Stellung der Eiskörner das Licht nicht so tief hinein, und die Farbe ist infolge davon lichter blau. Schlagintweit, der mittels Farbkreiseln zahlreiche Versuche angestellt hat, hat gefunden, dass das Blau des Gletschereises im Mittel einer Mischung von 74,9 % (Lichtprozente, nicht Gewichtprozente der Farbe) Kremserweiss, 24,3 % Kobaltblau und 0,8 % gebranntem Ocker entspreche, während bei 600 m Meerhöhe das Firmament im Zenith schon zu 40 % Kobaltblau, bei 1800 m auf 47 %, bei 2700 auf 74 % Kobaltblau steigt. Das Blau des Gletschereises ist also viel lichter als das Blau des Himmels.

Es ist schwierig, in Farben auf einem Gemälde ein so reines, lichtvolles Blau herzustellen, wie wir es in einem Gletscherthor finden; andererseits aber färben die Maler auf Landschaftsbildern ihre aus der Entfernung gesehen gedachten Gletscher in der Regel viel zu blau. Vom Blau in den Spalten sieht man nicht viel, bevor man an ihrem Rande steht. Das Gletschereis der höhern Teile und das Firneis enthalten, meistens unabhängig von der momentanen Beleuchtung, ähnlich wie das weniger dichte Eis polarer Gletscher, etwas mehr Grün als das Eis am Ende unserer grossen Gletscher. Am schönsten

wird die Farbenwirkung, wenn Eis und klares Wasser sich unterstützen, wie z. B. da, wo der Aletschgletscher mit zerrissenen Wänden in den klaren Märjelensee taucht, oder wo grössere Wassertümpel auf dem Eise liegen.

An einem heissen Sommertage sieht mit Ausnahme der Spaltentiefen, der Schmelzwasserbachfurchen oder der Unterlage von Steinen etc. die Gletscheroberfläche gleichmässig weiss aus infolge Eindringen von Luft in die sich weiter ausschmelzenden Kapillarspalten zwischen den Eiskörnern. Auch nach kalter Nacht ist die helle Farbe geblieben. Bei Regen hingegen, oder wenn auf kühlen Regen oder Nebel bald Frost eingetreten ist, sind die Kapillaren mit Wasser oder Eis gefüllt, und die Gletscheroberfläche erscheint im ganzen dunkler, mehr graublau.

Wenn unser Auge im ganzen viel Licht bewältigen muss, so ist es für feine Nuancen in Farbe und Helligkeit geblendet. Im hellen Sonnenschein können wir ein weisses Papier von schwach bläulichem und ein solches von blass gelblichem Ton nicht unterscheiden. Bei matter Beleuchtung im Schatten oder bei bedecktem Himmel hingegen, also bei überhaupt geringerer Lichtintensität, werden wir fähiger, kleine Unterschiede zu empfinden. Dies ist eine Folge eines allgemeinen physiologischen Gesetzes. So können wir denn auf dem Gletscher allerlei Dinge, wie die Schmutzzonen auf der Oberfläche des Gletschers, die Streifen blauern blasenfreiern Eises im blasenreichern weisslichen Eise, die Andeutungen der Schichtung etc., viel besser bei trüber Beleuchtung überblicken.

Man glaubt oft, das Gletschereis sei ganz rein. Im scheinbar reinsten, klarsten Gletschereise fanden Agassiz und Escher im Liter noch wenigstens $2\frac{1}{2}$ g = $\frac{1}{400}$ feinen, kieseligen Sand und Staub. Derselbe ist wohl zum Teil mit dem Schnee oder auf den Firn gefallen, kann aber teilweise auch durch die „Haarspalten" mit dem Gletscherwasser von der Oberfläche eingedrungen sein.

E. Die besondern Strukturen des Gletschereises.

a) Das Gletscherkorn.

Wenn man ein grösseres Stück anscheinend ganz homogenes, blasenfreies, kompaktes Eis aus den tiefern Teilen eines Gletschers herausschneidet und dasselbe in warmer Luft neben einem ähnlich aussehenden klaren Stück Wassereis zur allmählichen Schmelzung gelangen lässt, so gewahrt man sofort einen auffälligen Unterschied im Verhalten: Beim Wassereis schmilzt aussen Rinde um Rinde ab, der schwindende Rest bleibt hell. Beim Gletschereis aber beobachtet man bald eine Menge feiner Trennungen, welche als sogenannte „Haarspalten" oder Kapillarspalten die Masse durchziehen. Dieselben werden immer deutlicher. Wasser fliesst unten aus, Luft dringt oben in die Spältchen ein. Das Eis wird durch das Haarspaltennetz allmählich immer deutlicher in ein Konglomerat unregelmässig geformter Brocken zerteilt, die endlich auseinander fallen. Jeder Brocken schmilzt hernach für sich, so wie ein Stück homogenen Wassereises. Diese Brocken nennt man das Gletscherkorn. An warmen Sommertagen sieht man die ganze obere Rinde der Gletscher auffallend körnig anwitternd. An jeder künstlichen frischen Schnittfläche auf Gletschereis erscheinen beim Anhauchen oder nach wenigen Minuten an der warmen Luft die Umrisslinien der durchschnittenen Gletscherkörner. So sieht man sie überall an den glatten Flächen der Gletscherhöhlen als feine Linien gezeichnet. Zunächst hatte man das Haarspaltennetz als primär angesehen, das Korn als zufälliges Produkt der Zerteilung. Einzig Hugi (Alpenreise 1830, S. 338 etc.) nannte die Gletscherkörner Eiskrystalle und hat denselben zuerst besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Später rückten allmählich die optischen Untersuchungen des Gletschereises in die Reihe und zeigten, dass wirklich jedes Gletscherkorn ein krystallographisch selbständiger, nur in der äussern Ausbildung gestörter

Eiskrystall ist und dass das Haarspaltennetz nur durch die Begrenzungen der Eiskörner gebildet wird.

Die optischen Untersuchungen über das Gletschereis stammen von:

Sonklar (Die Oetzthaler Gebirgsgruppe mit besonderer Rücksicht auf Orographie und Gletscherkunde, Gotha 1861, S. 72 etc.).

Bertin (Comptes-rendus de l'Acad. 63, II, S. 346. 1866, und Ann. chim. et phys. 1878, 5e série, t. XIII, p. 283).

Grad, Dupré (Comptes-rendus 1869, 69, II, p. 955).

J. Müller (Poggend. Ann. 147, S. 624, 1872).

Klocke (Neues Jahrbuch für Min., Geol., Pal. 1881, Bd. I, S. 23 etc.).

Hagenbach (Verhdl. d. naturf. Ges. Basel, Bd. VII, Heft 1, 1881).

Ferner sind Haarspaltennetz und Gletscherkorn untersucht worden von:

Hugi (Alpenreise 1830, Die Gletscher 1843).

Agassiz (Système glaciaire 1847).

Forbes (Alps of Savoy 1843).

Schlagintweit (Unters., physik., der Alpen 1850).

Tyndall (Glaciers of the Alps 1860).

Sèvé (Les Glaciers de Justedal 1870).

Heim (Poggendorfs Annalen 1870).

Forel (Archives des Sc. Genève 1882: „Le grain du glacier“).

Wir kennen nun die Eigenschaften der Gletscherkörner ziemlich vollständig, allein der Erklärung stehen wir immer noch ferne. Die Erscheinungen sind folgende:

1. Der Gletscher besteht in seiner ganzen Masse aus einem Aggregat von Eiskörnern, deren Begrenzungen bei Temperaturen unter 0° in gesundem Eise dicht schliessen und für das Auge wie für Infiltrationen unsichtbar sind, bei 0° und bei beginnender Schmelzung aber stets sichtbar werden. Die Körner sind von unregelmässig polyedrischer Gestalt, die Grenzflächen meistens krumm, aber einander genau angepasst. Die

verschiedenen Körner greifen knotig ineinander hinein und sind oft gelenkig miteinander verbunden, so dass unter leisem Kreischen eine grössere Gletschereisplatte in Luft über 0° in einer Weise bis zu einer gewissen Grenze sich biegen lässt, welche durchaus an den Gelenkitakolumit erinnert. Selbst wenn die Körner eines grossen Gletschereisblockes nicht mehr zusammengefroren sind, lassen sie sich oft nur sehr schwierig auseinander lösen. Ein Korn hält das andere. Sind einige gelöst, so folgen die anderen viel leichter nach.

2. Das Gletscherkorn nimmt im Verlaufe eines Gletschers von oben nach unten an Grösse zu. Da, wo das Eis unter dem Firn zuerst erscheint, ist es oft noch undeutlich und, wenn sichtbar, bloss von der Grösse einer kleinen Haselnuss. In den mittlern Teilen eines grossen Gletschers oder am Ende kleinerer Gletscher erreicht es im Mittel die Grösse einer Walnuss; gegen das Ende grösserer Gletscher sind die Körner im Mittel von Hühnereigrösse, nicht selten von 7 bis 8 cm, sogar 10 cm Durchmesser. Bald sieht man die Grösse eines Kornes an ein und derselben Stelle sehr bedeutend wechseln (Klocke, S. 25), ein grosses Korn kann ein kleineres fast ganz einschliessen. Am Ende eines grossen Gletschers kann man im gleichen Eisblock oft Körner von 1 bis 10 cm, ausnahmsweise bis 15 cm Durchmesser finden. Oft findet man grössere Körner fast immer von vielen kleinern umgeben (Sèvé). In anderen Fällen (Forel) scheint die Grösse gleichmässiger zu sein. Nach Hugi ist das Gletscherkorn an der konkaven Seite eines gebogenen Gletschers kleiner als an der konvexen.

3. Die Grenzflächen der Körner, frisch auseinander gelöst, zeigen sich bedeckt mit einer Menge unregelmässig verteilter feiner Rillen oder wellenförmiger Furchen, scharfer feiner Erhöhungen und Vertiefungen von Sandkorngrösse, welche genau ineinander greifen. Diese Grenzflächen sehen ganz anders aus als irgend welche mechanische Bruchform und scheinen auch von der Krystallstruktur unabhängig zu sein; wohl aber erinnern sie in ganz kleinem Massstabe an die stylolithi-

schen Grenzflächen von Kalksteinschichten. Es sieht aus, als ob das eine Korn in kleinen Vorsprüngen in das andere hineinwachsen würde. Diese Rillen sollen ferner die Bahnen des zwischen den Körnern fliessenden Wassers sein (?).

4. Sind die Gletscherkörner warm-trockener Luft ausgesetzt, so dass das Schmelzwasser nicht an ihren Flächen herabläuft, sondern sofort verdunstet, so entsteht als Schmelzform eine geradlinige feine Rippung, verschieden von der unter Nro. 3 beschriebenen frischen äussern Kornfläche. Die Rippen laufen an allen exponierten Flächen um das ganze Korn herum einheitlich parallel einer bestimmten Ebene. Hagenbach nennt sie die Forelschen Streifen.

5. Das frische Gletscherkorn gibt unter dem Hammer muscheligen Bruch ohne jede vorherrschende Spaltbarkeit. Ganz anders aber wird das Verhalten, wenn strahlende Wärme eingewirkt hat. Es entstehen dann in einer bestimmten Ebene durch interne Schmelzung dünne flüssige Lamellen im Innern der Eiskörner, welche im Sonnenlicht perlmutterartig glänzen und bei schiefem Auffallen der Strahlen mit Totalreflexion spiegeln. Dies sind die Tyndallschen Schmelzfiguren (Tyndall, Glaciers of the Alps 1860, p. 354 etc.), welche in jedem Eise senkrecht auf die optische Achse entstehen. Im Profil gesehen erscheinen sie nur als feine Linien, auf der Flächenseite hingegen zunächst als kleine Scheibchen, wenn sie grösser werden, als schneeflockenförmige sechszackige Sternchen. Sie enthalten im Innern einen Kern, der anfangs als kleiner Punkt sichtbar ist, nach und nach zur kreisförmigen flachen Linse oder Scheibe wird. Manche frühere Beobachter, z. B. Agassiz, Sèvé etc. haben diese hell erscheinenden Linschen irrtümlich für plattgedrückte Luftblasen angesehen, während sie deren Erscheinungen und Anordnung richtig beschrieben. Sèvé (Gl. de Justedal, p. 20) hebt mit aller Bestimmtheit hervor, dass es zwischen den runden, gewöhnlichen Luftblasen und diesen „abgeplatteten“ keine Zwischenformen gebe. Schmilzt man Eisstücke mit solchen glänzenden

Scheibchen in Petroleum, so sieht man diese hellen Stellen nicht als Bläschen aufsteigen, wohl aber Flüssigkeit an deren Stelle dringen. Sie waren eben nicht Bläschen, sondern luftleere Räume, dadurch entstanden, dass das durch innere Schmelzung gebildete Wasser weniger Raum einnimmt als das Eis, aus dem es geworden ist.

Gletscherkörner, welche von der Sonne durchstrahlt sind und dadurch ausgeprägte innere Schmelzfiguren zeigen, sind in der Richtung dieser Wasserlinsen eben spaltbar. Dies ist ohne Zweifel eine krystallinische Spaltbarkeit. Beim Gletschereis zeigen sich die Tyndallschen Schmelzsterne mit ihren luftleeren Kernlinsen stets eben und ganz parallel innerhalb ein und desselben Gletscherkornes, allein in den verschiedenen benachbarten Körnern sind sie ganz verschieden gestellt.

6. Das Gletscherkorn kann wohl gelegentlich noch Luftblasen einschliessen, allein seine Substanz ist nicht porös, sondern sehr dicht, wie das klarste Wassereis. Gerade die luftleeren inneren Schmelzfigurenkerne zeigen, dass das Eis des Gletscherkornes schon zu dicht ist, als dass Luft unter 1 Atmosphäre Druck hindurchgehen könnte.

7. Jede aus einem Gletscherkorn geschnittene parallelwandige ebene Eisplatte zeigt im Polarisationsapparat die optischen Erscheinungen optisch einachsiger, offenbar in unserm Falle hexagonaler Krystalle. Jede Platte parallel den Tyndallschen Schmelzfiguren gibt im konvergierenden Lichte die farbigen Ringe mit dem dunkeln Kreuz, jede Platte senkrecht zu der Ebene der Schmelzfiguren gibt Hyperbeln im homogenen Lichte in einer Platte und die farbigen Hyperbeln im weissen Lichte bei zwei gekreuzten Platten, sowie auch die Savartschen Interferenzstreifen, wenn zwei schief zur Achse geschnittene Platten sich kreuzen. In jedem Gletscherkorn liegen somit die Tyndallschen Schmelzfiguren in der Ebene der drei hexagonalen Nebenachsen, die Hauptachse steht senkrecht dazu, die Richtung der optischen Achse ist einheitlich in jedem Gletscherkorn, nimmt aber in den verschiedenen benachbarten Körnern die verschiedensten Stellungen an.

8. Noch innerhalb des einzelnen Kornes lassen sich (Klocke, S. 24) schwächere, ineinander verlaufende, verschiedene unregelmässige Spannungszustände optisch nachweisen, während die Grenzen der Kornindividuen stets scharf sind.

Die Ebenen der Forelschen Streifen und der Tyndallschen Schmelzfiguren fallen zusammen. Die erstern sind nur „das Ausgehende" der letztern, beide stehen senkrecht auf der optischen Achse. Mangel an Porosität, Tyndallsche Schmelzfiguren, Spaltbarkeit, optische Eigenschaften führen alle übereinstimmend zu dem Resultate, dass jedes Gletscherkorn ein einheitliches Krystallkorn darstellt. Das Gletschereis ist somit ein körniges Aggregat von Eiskrystallen in gleicher Weise wie der Marmor ein solches Aggregat von Kalkspatkrystallen ist. Da wie dort haben die Körner in der Ausbildung mathematischer äusserer Begrenzung sich gestört, da wie dort liegen die verschiedenen benachbarten Krystalle verschieden orientiert. Die äussere Krystallform fehlt, die innere Krystallstruktur ist deutlich nachzuweisen. Die Krystallstruktur gehört nicht nur der Oberfläche an, sie geht durch die ganze Masse des Gletschers hindurch, sie springt in den angewitterten obern Rinden durch Erweiterung der Fugen mehr in die Augen und ergibt leichte Filtrierbarkeit, sie ist aber auch im festesten Eise des Innern vorhanden. Solange man die Haarspalten als das Wesentlichere dem Korne voranstellte und die Fortsetzung der Kornstruktur nach der Tiefe mit Infiltrationsversuchen feststellen wollte, konnte man das Korn für ein Produkt oberflächlicher Zerteilung des Eises ansehen; sobald man aber die optischen Eigenschaften schärfer feststellte, erkannte man, dass die Kornstruktur durch den ganzen Gletscher geht. Bei Blöcken von Gletschereis, die ein halbes Jahr in einem Eiskeller des Tieflandes gelegen hatten, die für Flüssigkeiten unwegsam und äusserlich durchaus homogen waren, erschien das Korn sofort, nachdem ich durch schwaches Pressen dem Eise eine geringe Formveränderung zugemutet hatte.

Herschel vermutete im voraus und Bertin, Grad und Dupré behaupten, dass die Regellosigkeit in der Stellung der optischen Achsen der Gletscherkörner gegen das Ende des Gletschers abnehme, die optische Achse immer häufiger und zuletzt regelmässig nahezu senkrecht gefunden werde. Müller, Klocke und Forel betonen im Gegenteil, dass auch noch am untern Ende grosser Gletscher und zwar der gleichen, welche die Erstgenannten geprüft haben, die benachbarten Körner ganz unregelmässig orientiert seien. Hagenbach findet, dass allerdings eine allgemeine Senkrechtstellung der optischen Achsen, wie sie Grad und Dupré behaupten, nicht vorkommt, wohl aber, dass gegen das Ende hin die Vertikale eine etwas „bevorzugte Richtung“ derselben wird, welch letzterer Auffassung ich mich auch nach meinen Wahrnehmungen anschliesse.

Eine grosse Lücke in den Beobachtungen, die nun auch in der Theorie sehr fühlbar wird, betrifft die Uebergangsregionen vom Firn durch Firneis in Gletschereis und das optische Verhalten in jenen Uebergängen.

Hugi, Grad und Dupré betrachten das Gletscherkorn als das gewachsene fortentwickelte Firnkorn und nehmen unbewiesen an, dass aus jedem Firnkorn im allgemeinen ein Gletscherkorn hervorgegangen sei. Nach Hugi soll Aufsaugen und Ankrystallisieren atmosphärischer Feuchtigkeit das Gletscherkorn wachsen machen; alle Bewegungserscheinungen sollen auf Kornwachstum zurückzuführen sein. Nach Forel bildet sich ebenfalls durch Wachstum aus dem kleinen allmählich das grosse Gletscherkorn, und das Schmelzwasser von Schnee und Eis der Oberfläche liefert vorwiegend das Material zum Wachsen, der Winter die Kälte zum Ankrystallisieren. Nach Hagenbach ist es wahrscheinlicher, dass Ueberkrystallisieren aus einem Krystall in einen anderen, oder nach dem Verfasser, dass das totale Zusammenfrieren mehrerer Individuen zu einem einzigen aus den kleinern die grössern Gletscherkörner schafft. Forbes und der Verfasser fassten zunächst die Kornstruktur als eine „von Druck und Bewegung hervorgebrachte oder wenigstens

unterhaltene Zerteilung" auf und betrachteten die Frage als noch nicht gelöst, ob durch Brechen und Verstellen der einzelnen Bruchstücke einer ursprünglich krystallographisch viel einheitlichern Firneismasse sich die Erscheinungen des Gletschereises herausgebildet haben, während allerdings ein späteres Wachstum der Körner durch Ueberkrystallisieren bedingt sein dürfte. Wir haben im Abschnitt über Theorie der Gletscherbewegung hierauf zurückzukommen.

Die Entstehung des Gletscherkornes ist noch nicht aufgeklärt. Vom Hochschneenädelchen durch den Firnschnee bis zum Gletscherende wird das Material des Gletschers stets grobkörniger, die Kontinuität dieser Umwandlung ist aber noch nicht sicher erwiesen.

b) Die Infiltrierbarkeit des Gletschereises.

Agassiz, Hugi, Schlagintweit, Huxley, Grad und Dupré haben mittels gefärbter Flüssigkeiten die Frage experimentell geprüft, ob die Trennungen der Gletscherkörner, das sogenannte Haarspaltennetz, für Flüssigkeiten wegsam sei. Sie sind dabei zu abweichenden Resultaten gekommen.

Die Gletscher bestehen aus „weissem" Eise, ein ziemlich blasenreiches Eis, welches infolge der Reflexion des Lichtes an den zahlreichen Blasen heller erscheint, ferner aus blasenfreiem Eise, welch letzteres in der Masse mehr blau erscheint und im weissen Eise streifenförmig (als „blaue Bänder" oder „blaue Blätter") eingelagert ist. Schlagintweit, der überhaupt angibt, dass das Gletscherkorn nur im blauen Eise gut, im weissen undeutlicher entwickelt sei, fand nun, dass Infiltration auf dem blauen Eise rasch und leicht in beliebige Entfernungen und Tiefen — wohl durch den ganzen Gletscher hindurch — vor sich gehe, im weissen Eise aber nur in der obern Kruste bis ca. 2 bis 3 m Tiefe leicht erfolge und in grösserer Tiefe, wo die Korngrenzen viel schwächer seien, nur noch auf einzelnen unregelmässigen Gängen vordringe. Die Tiefe, in welcher im weissen Eise die regelmässige Infiltration

aufhört, ist in den obern Teilen bedeutender als in den untern. Schlagintweit zieht daraus den Schluss, dass die Infiltrationsrisse in der obern Rinde weissen Eises von einem netzförmigen Aufspringen infolge Kontraktion durch die Kälte der Nächte und des Winters (nach Brenner $^1/_{26700}$, nach Struve $^1/_{19200}$ für 1^0 C.) herrühre und die Tiefe von 2 bis 3 m eben die Tiefe angebe, bis zu welcher Kälte einzudringen vermöge. Man müsste hiernach ein doppeltes Haarspaltennetz annehmen: das durchgehende schärfer und besonders im blauen Eise ausgebildete Netz hängt ab von der Entstehung der Körner, dasjenige der obern Rinde wird durch Temperaturwechsel verstärkt. Schlagintweit kann hier um so mehr als objektiver Beobachter gelten, als er nicht in den heftigen Streit verwickelt war, welcher sich zwischen dem selbständigen Hugi einerseits und Agassiz und seinen Genossen andererseits entsponnen hatte.

Schmelzwassertümpel, die am Tage auf der Gletscheroberfläche sich bilden, können sich oft beim Einbrechen der folgenden kalten Nacht mit dünner Eisrinde überziehen. Am folgenden Morgen aber ist nur Luft unter der Eisrinde zu finden, das Wasser ist durch den Gletscher hinab versiegt. Unter Umständen findet man am Morgen die Gletscheroberfläche durchweg gleichmässig weiss und undurchsichtig, indem alle Haarspalten wasserleer sind und Luft eingedrungen ist — zu anderen Zeiten hingegen, besonders nach Regen und folgender Kälte, erweist sich am Morgen die ganze Gletscheroberfläche vorwiegend bläulich, die Haarspalten sind mit Wasser gefüllt oder mit Eis geschlossen und die ganze Masse ist glasig zusammenhängend. An gewissen Stellen des Gletschers sieht man, dass Wasser aus den Haarspalten nach allen Richtungen herausgedrängt wird, unter welchen Verhältnissen gefärbte Infiltrationsflüssigkeiten nicht eindringen wollen.

Noch vor Schlagintweit hat am Unteraargletscher Agassiz Infiltrationsversuche angestellt. Er hat durch Versuche gefunden, dass durch kompaktes Gletschereis in zwei Stunden an einem hellen Julitage die Infiltra-

tionsflüssigkeit 5 m tief auf den Haarspalten vordrang und dies nachher sich noch bis in unbekannte Tiefe fortsetzte. Des Nachts, wahrscheinlich weil ein Teil der Haarspalten wasserleer war, genügten schon 5 Minuten zum gleichen Resultate. Agassiz resümiert seine Erfahrungen wie folgt (Syst. 179):

„1. Der Gletscher ist kein homogener kompakter Körper, sondern er ist durchsetzt von einem weiten Netz von Kapillarspalten, die ebenso tief hinein gehen, als die Untersuchungen bisher vordringen konnten.

„2. In den oberflächlichen Schichten ist das Kapillarspaltennetz abwechselnd voll Wasser und leer, infolge dessen tags bei mit Schmelzwasser gesättigtem Gletscher langsamere Filtration als nachts.

„3. Die Cirkulation des eindringenden Wassers geschieht ausschliesslich auf den Fugen zwischen den Körnern oder mit anderen Worten durch das Mittel der Kapillarspalten, und dringt niemals in die Eiskörner selbst hinein.

„4. Das blaue Eis führt das Wasser leichter als das weisse, weil die Haarspalten darin zahlreicher sind."

Bertin, Grad, Dupré erhielten ähnliche Resultate. Grad hebt besonders hervor, dass die Infiltrationsflüssigkeit nicht zu den Blasen in den Körnern eindringe, dass diese ganz geschlossen seien, weicht aber von Agassiz darin ab, dass er in kalter Nacht Stillstand der Infiltration gefunden hat (Bull. Soc. sc. nat., Strassburg 1869, 10). Hugi hingegen behauptet auf Grund seiner Experimente, dass frisches gesundes Gletschereis nicht infiltrierbar sei und die Infiltrierbarkeit sich nur auf die aufgelockerte äussere, höchstens 1,5 m dicke Kruste beziehe. Huxley ist 1857 zu ähnlichen Resultaten gelangt, er leugnet die Durchdringbarkeit vollständig.

So viel scheint sicher zu sein, dass die äussere gelockerte Rinde des Gletschers viel rascher und leichter infiltrierbar ist, als die tiefern Lagen. Jahreszeit, Tageszeit, Druck oder Zugregion auf dem Gletscherkörper, Temperaturverhältnisse an der Oberfläche und unter derselben, zufälliger Zustand der Durchtränkung des Glet-

schers, die Natur der angewendeten Färbemittel etc. können zu den ungleichen Resultaten geführt haben. Versuche mit positiven Resultaten können aber weniger auf störenden, Irrtum erzeugenden Nebenumständen beruhen, als solche mit negativem Resultate. Es ist wünschbar, dass mit allen Vorsichtsmassregeln in grossem Massstabe diese Versuche neuerdings kontrolliert werden.

Eine kleine Infiltrationsprobe, welche ich auf dem Hüfigletscher gemacht habe, hat mich zu einem Resultate geführt, das ich in vollständiger Klarheit auch von Forel (Grain du Glacier, p. 346) ausgesprochen finde. Die Korngrenzen im frischen Eise sind oft so dicht geschlossen, vielleicht halb regeliert, dass keine Flüssigkeiten durchgehen, wohl aber gehen sie viel leichter den Kanten entlang, wo drei Körner sich berühren und gewöhnlich ein feiner ungeschlossener Kanal bleibt. Die Infiltrationswege sind also oft mehr noch die Begrenzungskanten je dreier Körner, als die Begrenzungsflächen je zweier Körner; sie sind mehr Kapillarkanäle als Kapillarspalten, freilich ohne absoluten Ausschluss der letztern.

Wenn man bei mattem Lichte einen Gletscher überblickt, erkennt man auf demselben sehr oft dunklere Zonen, welche thalwärts konvex bogenförmig quer über den Gletscher ziehen. Manchmal treten sie scharf ausgeprägt mit grosser Regelmässigkeit auf und behalten leichte selbständige Krümmung auch noch bei jedem ursprünglich selbständigern Stromstreifen eines zusammengesetzten Gletschers bei. Durch die in der Mitte raschere Bewegung wird allmählich jede Struktur im Eisstrom, sie mag bloss der Oberfläche angehören oder in das Eis hinein gehen, sie mag ursprünglich liegen, wie sie will, in solche Gestalten ausgezogen. Ueber die Auffassung dieser dunklern Zonen haben besonders Forbes, Agassiz und Tyndall eingehende Diskussionen geführt. Forbes und Tyndall nennen sie „dirtbands“, „Schmutzzonen“, Agassiz „chevrons“, Schlagintweit „Ogiven“. Wir begegnen in der verwickelten Litteratur hierüber beständigen Verwechslungen und Vermengungen von wenigstens

drei in ihrer Entstehung wahrscheinlich ganz verschiedenen, wenn auch nicht unabhängigen Erscheinungen, die oft zweifelhaft lassen, auf welche derselben eine bestimmte Beobachtung sich bezieht. Es sind dies: die Schichtung, die oberflächlichen Schmutzbänder, die Blaublätterstruktur, die Weissblätterstruktur. Wir besprechen sie in dieser Reihenfolge:

c) Die wirkliche Schichtung.

Die wirkliche, von den successiven Schneefällen herzuleitende Schichtung ist im Firn deutlich, im Gletscher besonders noch angedeutet durch Staub und Sand führende und auch durch in der Vereisung ungleich vorgeschrittene Lagen. Dieselbe durchsetzt die ganze Masse des Gletschers. Sie lässt sich nicht nur an der äussern Fläche, sondern auch an den Spaltenwänden erkennen und zieht sich durch das Eis hinein. Bei kleinern und regelmässigen Gletschern ist die Schichtung oft vom Firn, wo sie stets zweifellos auftritt, kontinuierlich bis gegen das Ende des Gletschers zu verfolgen und auch dort noch deutlich; bei grössern Gletschern verliert sie sich mehr und mehr und wird durch die anderen Strukturen verdeckt oder ersetzt. Ganz gleiche Verhältnisse melden Steenstrup aus Grönland, Sèvé aus den Justedalgletschern. Einzelne Schichtungsreste können wir dann verschoben, zerrissen, unterbrochen, verbogen, oft ganz gewunden durch die Bewegung des Eisstromes ohne klaren Zusammenhang wieder auffinden (Steenstrup, Meddelelser om Grönland IV, Abbildg. Taf. III und IV, Fig. 3). Hugi behauptet, dass er mit dem Hammer die Jahresschichten an den Grenzen ablösen konnte und dass dieselben im obern Teile des Gletschers „in der Regel eine Mächtigkeit von $^1/_2$ bis 2 Fuss haben, nach unten hingegen sehr zunehmen, so dass an den Hauptgletschern die mittlere Mächtigkeit der unteren Schichten zu 8 Fuss angenommen werden kann“. Diese Beobachtung konnte von anderen niemals wiederholt werden. Agassiz, welcher

viele Mühe darauf gewendet hatte, die Schichtung des Firnes als die Ursache der dunklern Zonen zu erweisen, berichtet, dass die Schichtung im Gletscher im allgemeinen oben flach ist, dann sich unterhalb der Firnlinie in der Mitte steiler, fast senkrecht stellt, hernach wieder flacher auslegt, dass sie überall am Rande der Gletscher gegen die Mitte der Thallinie einfalle und in ihren Flächen thalwärts ineinanderliegende Schalen darstelle, welche in ihrer Form dem vordern Teile eines Löffels gleichen. Im obern Teile erhalten die Aaberlinien der Schichten durch allerlei Einflüsse unregelmässige konkave Konturen, nach unten werden sie entsprechend der steilern Stellung, der kompakten Gestalt des Eisstromes und der grössern Regelmässigkeit der Abschmelzung halber zunächst zu Querlinien, dann zu regelmässigen und stets schärfer thalwärts ausgezogenen Bogen. Bei zusammengesetzten Gletschern wird die dem Thal ursprünglich angepasste muldenförmige Schichtlage eines Eisstromzuges durch die Nachbarn zu steiler, im Querschnitt etwas fächerförmiger Anordnung komprimiert. Im Eise selbst sollen diese Schichten oft 2 bis 3 m mächtig sein. Die an der Oberfläche durch ihr Ausgehendes erzeugten Kurven, die Agassiz Chevrons nennt, haben viel grössere Distanzen. Der schwierige Punkt bei dieser Auffassung ist offenbar das Aufstellen der flachen Firnschichten im obern Teile des Gletschers. Um dasselbe zu erklären, müsste man annehmen, dass im Firngebiet und Sammelbecken der niedrigern Temperatur entsprechend die obern Lagen steifer sind und sich langsamer bewegen, dass dieselben aber durch ihre sich stets überhäufende Last mehr einsinken als thalwärts fliessen und die tieferen, vom Schmelzwasser durchtränkten vereisenden Schichten dadurch unten seitlich ausquetschen, so dass zuerst im Sammelbecken auf eine Strecke die untern Massen rascher als die obern gehen. Eine solche Art der Bewegung beobachtet man trotz aller Reibung am Untergrunde, im kleinen Experimente z. B. dann, wenn man einen dicken Brei langsam an ein und dieselbe Stelle ausgiesst. Sobald das allgemeine Ausweichen der tiefern Schichten

bis zur Bildung eines Abflussstromes gediehen ist, wird die Bewegung wieder oben stärker als unten. Leider konnte die Lage der Schichtung stets nur in relativ geringe Tiefe in den Gletscher hinein durch direkte Beobachtung verfolgt werden. Diese Schwierigkeit besteht in vollem Masse, wenn man die obige Darstellung des Schichtverlaufes von Agassiz annimmt. Allein die letztere ist offenbar nicht ganz zutreffend, indem sie Verwechslungen enthält und sich zum Teil wohl nicht auf Schichtung, sondern Blaublätterstruktur bezieht.

Sèvé fand oft fast horizontale Schichtungsspuren in den Gletschern Norwegens mit Schichtdicken bis zu mehreren Metern, wobei oft die obern Schichten mit ihren Köpfen am Rande etwas über die untern vortreten. Hie und da entdeckt man Spuren der Schichtung in der Mitte grosser Gletscher in fast horizontaler Lage. Nur da, wo Schichten von Staub und Sand im Innern des Eises sich finden und nicht etwa von Infiltration in eine enge Spalte herrühren können, ist man sicher, es mit der Schichtung zu thun zu haben. Es ist bisher nicht möglich geworden, die wirkliche Schichtung des Firnes in ihrem Verlauf durch den ganzen Gletscher zu verfolgen. Sie ist zu undeutlich und verwischt geworden durch die vielen Metamorphosen, welche die Masse erlitten hat. Es ist zu schwierig, den Verlauf ihrer vereinzelten Spuren zusammenhängend zu überblicken. In überzeugender Weise habe ich selbst Reste der Schichtung am Fornogletscher (Maloja) beobachten können. Derselbe zeichnet sich durch grosse Regelmässigkeit aus (gerade Richtung, gleichmässige Böschung, gleichmässiges Querprofil). Die Schichtung zeigt sich in schmutzigen feinen Streifen, die in das Eis hineingehen. Die Schichtfläche lässt sich mit dem Hammer entblössen, sie ist glatt, die Luftblasen im Eis sind an der Schichtfuge mit Sand und Schlamm gefüllt. Die Schichten liegen am Ende horizontal, sind aber nicht so deutlich, dass man die gleiche Schichtfuge auf weite Erstreckung ohne Aufbrechen verfolgen könnte. Die Blaublätterstruktur im Gegensatz zur Schichtung ist am Fornogletscher sehr schwach ausgeprägt.

d) Die oberflächlichen Schmutzbänder.

Am Mer de Glace von Chamounix zeichnet sich der Glacier du Géant oder Tacul genannte linksseitige, stärkste Zufluss im Gegensatz zu den anderen durch sehr deutlich ausgeprägte Schmutzbänder aus, welche im Sturze des Géantgletschers beginnen, dort zuerst geradlinig quer verlaufen und dann in stets spitzere Bogen sich ausziehen. Man zählt von dort bis zu dem zerreissenden untersten Teile (dem Glacier des Bois) 30 bis 40 Schmutzbänder (Forbes; Tyndall, Glaciers of the Alps 367) in einer mittlern Distanz von etwa 216 m in der Mittellinie der Gletscheroberfläche gemessen. Der Rhonegletscher, der Triftgletscher, der Arollagletscher und zahlreiche andere weisen Schmutzbänder dieser Art auf. Der Glacier de Ferpècle (Wallis) lässt im Ueberblick sofort 30 Schmutzbänder erkennen. Diese Erscheinung, welche aussieht wie die Querwellen auf einem reissenden Strome, gehört der Oberfläche des Eises an. Staub, Schlamm, Sand sind in Zonen verteilt auf dem Eise zu finden und bleiben in unverwischten Streifen, weil die dunkeln Partikelchen in das Eis sich etwas einschmelzen. In der Tiefe von die Schmutzbänder durchsetzenden Spalten findet man sie nicht mehr. Aufhauen der Oberfläche überzeugt uns bald, dass wir es nicht mit einer in den Eisstrom fortsetzenden schmutzigen Schicht, sondern mit einer oberflächlichen Auflagerung zu thun haben. Wenn wir diese Schmutzbänder den Gletscher aufwärts verfolgen, so beachten wir, dass nach und nach zwischen den Schmutzzonen das Eis sich wulstet oder wellenartig erhebt. Wir gelangen an den Fuss eines Gletschersturzes. In demselben entstehen die Schmutzbänder, darüber finden sie sich nicht.

Der Gletscher steigt über eine Steilstufe seines Bettes meist in Gestalt gewaltiger Treppenstufen, in die er zerbricht, hinunter. Im Grundriss gesehen ist der oberste Treppenanriss bogenförmig nach oben gebildet. Dann aber rücken die Treppen als geradlinige Querzonen vor. Die

vorspringenden Treppenkanten erleiden ihrer Exposition entsprechend eine starke Abschmelzung, in den Treppenwinkeln hingegen bleibt der Winterschnee länger liegen. Dort sammeln sich Staub, Erde und auch die Unreinigkeiten an, die von den Vorsprüngen abgespült werden. So wird der früher gleichförmiger verteilte Schmutz in Zonen konzentriert mit zwischenliegenden gereinigten Zonen. Aus den gewaltig vorragenden, oft zackigen Treppenvorsprüngen werden am Fusse des Sturzes abnehmende Wülste, aus den einspringenden Winkeln die schmutzbedeckten Vertiefungen, die in der Mitte grössere Bewegung zieht beide in thalwärts konvexe Bogen aus (Tyndall), die fortdauernde Beruhigung des Eises nach dem Sturze und die Abschmelzung ebnen die Oberfläche wieder aus, während die Schmutzzonen als solche auf der Eisunterlage unverschieblich fest bleiben und deren Bewegungen mitmachen. Auf zusammengesetzten Gletschern zeigen oft nur ein oder einzelne Längsstreifen die queren Schmutzbänder, andere nicht (Aletschgletscher, Gornergletscher, Mer de Glace). Man kann dann jeweilen erkennen, dass die Zuflüsse, welche die Streifen mit Schmutzbändern bildeten, weiter oben Stürze zeigen und dass dort die Schmutzzonen beginnen.

Wellenförmige, thalwärts stark ausgebogene Wülste kommen bald deutlich bald schwach ausgebildet an vielen Gletschern vor, welche die Schmutzzonen nur sehr dürftig erkennen lassen. Dies trifft dann ein, wenn im Oberlauf noch über der Firnlinie eine Steilterrasse zu überwinden, oder wenn ein Steilsturz im Gletscher nicht ausgeprägt genug war, um das treppenförmige Abbrechen und dadurch die Bildung der Schmutzzonen hervorzubringen.

Ausserdem gibt es noch eine zweite Entstehungsart für oberflächliche Schmutzbänder, welche mit der Bildung der Blaublätterstruktur zusammenhängt. In den durch letztere gebildeten Büscheln von Rippen und Furchen bleibt der Sand und Staub, den Wind und Wasser bringen, hängen und zeichnet dadurch die Strukturzonen und Gruppen noch deutlicher, als sie ohne dies sichtbar wären.

e) Die Blaublätterstruktur.

(Bandstruktur, Blätterstruktur, Blaublätterung, blaue Bänder, blaue Streifen, structure rubanée, structure lamellaire, ribboned structure.)

In dem Gletschereise wird, ungleich bei verschiedenen Gletschern und ungleich nach der Stelle innerhalb ein und desselben Gletschers im allgemeinen zunehmend gegen das Gletscherende hin eine im ganzen plattig lamellare Struktur stets deutlicher. Im blasenreichen, weisslichen Eise treten flach linsenförmige oder plattenförmige Lamellen von fast ganz blasenfreiem Eise auf. Die letztern sind bald nur ein oder wenige Centimeter, meistens mehrere, selten bis zu 50 cm breit; bald sind sie nur wenige Decimeter lange Linsen, bald erstrecken sie sich viele Meter weit hin. Gegen ihr Ende keilen sie sich allmählich aus oder verlieren sich, sie gehen nicht wie eine Schicht zusammenhängend durch die ganze Masse hindurch. Quer zu der Struktur gesehen, ist das Eis weisslich trübe, in der Ebene der Blätter aber betrachtet, erscheinen die letztern als ausgezeichnet schöne durchsichtige blaue Streifen im weisslichen Eise. Wenn in engen Spalten das Wasser gefriert, so entstehen dadurch auch blasenfreie Eisblätter im weissen Eise. Das darauf geübte Auge kann aber dieselben auf den ersten Blick leicht von den blauen Strukturblättern als eine durchaus andere Erscheinung unterscheiden. Bald finden wir bloss einzelne wenig auffallende blaue Blätter im weissen Eise entwickelt, bald aber ist die Struktur so stark, dass die blauen Blätter dem Quantum nach über die weisse blasige Grundmasse vorherrschen. Bei grössern Gletschern ist eine ausgeprägte Struktur im untern Teile die Regel.

Die Blaublätterung ist nicht eine ausnahmsweise, sondern eine gewöhnliche Erscheinung. Forbes und Sèvé haben sie aus den norwegischen Gletschern genau beschrieben. Einzelne zwar sehr dürftige Berichte erwähnen die Blaublätterung von den Gletschern des Himalaya, von Neuseeland, von Spitzbergen (Höfer) und Grönland.

Die Bänder bilden an der Oberfläche des Gletschers infolge der leichtern Schmelzbarkeit des blasigen gegenüber dem blauen Eise zahllose Rippen und Furchen von gleichem Verlauf wie die Schmutzbänder. Wenn zonenweise Scharen blauer Streifen, die eine starke Rippung ergeben, abwechseln mit Partieen weniger deutlicher Struktur, und zudem Schmutz in den Wagengeleis ähnlichen Vertiefungen sich ansammelt, so entsteht eine Wirkung, welche ganz an die Schmutzbänder erinnert und oft auch mit denselben zusammenfällt. Das ist der Grund, warum der eine oft Bandstruktur unter dem Titel der Schmutzbänder, der andere Schmutzbänder unter dem Namen Bandstruktur beschreibt. Ueberall, wo die Bedingungen zur Entstehung der Schmutzbänder gegeben sind, entwickelt sich gleichzeitig und harmonisch damit auch eine starke Blaublätterstruktur.

Schlagintweit nennt die Zonen vorherrschender blauer Bänder, welche mit Zonen vorherrschend weissblasigen Eises abwechseln, in ihrer streifigen Zeichnung an der Gletscheroberfläche Ogiven. Dieselben werden auf einzelnen Gletscherzuflüssen und an einfachen Gletschern mit der Entfernung von dem Firnmeere immer spitzer thalauswärts gekrümmt; an zusammengesetzten vereinigen sie sich immer mehr zu einer zunächst noch zackigen, dann aber mehr und mehr sich ausgleichenden einfachen Kurve (Schlagintweit vom Vernagt- und Pasterzengletscher, Agassiz vom Unteraargletscher).

Die Blaublätterstruktur ist selbst in einzelnen Bruchstücken von Gletschereis oft ausgezeichnet deutlich ausgeprägt. Am schönsten sieht man sie in Spalten oder Schmelzwasserfurchen. Sie lässt oft schon aus der Entfernung den ganzen Gletscher gestreift erscheinen und geht nicht selten durch die ganze Masse hindurch. An den Rändern der Gletscher fällt sie meistens gegen die Gletschermitte flach ein und steht in der Mitte longitudinal und steil. Am Fusse eines Gletschersturzes steht sie transversal steil. Sie schneidet die Spalten unter steilen Winkeln. Weiter unten am Gletscher erhält die Blätterstruktur eine weitfortsetzende Doppelkrümmung

und bildet dann als Ganzes aufgefasst Büschel von ineinanderliegenden Schalen, deren thalwärts liegender Teil mit dem Vorderteile eines Löffels oder eines Kahnes verglichen werden kann. Immerhin sind nur die Randpartien, nicht die durch die Tiefe setzenden Konkavitäten der Blätterschalen der Beobachtung zugänglich. Im Querprofil erscheint sie als nach oben geöffneter Fächer. Im Längsprofil fallen die Strukturblätter im obern Teil steil bergwärts ein (oft mit 80 bis 90°) und stehen fast senkrecht zur Gletscherachse; wenn wir auf der Mittellinie des Gletschers abwärts gehen, legen sie sich dann stets flacher um. Am untern Ende grosser Gletscher fallen die Blätter meist ringsum mit 5 bis 20° in die Eismasse hinein. Hie und da sind die Streifen auf das wunderlichste gebogen und gefaltet.

Das Gletscherkorn zeigt sich in der Richtung der Blätter stets etwas grösser als in der dazu senkrechten, es erscheint in seiner Gestalt komprimiert in der Richtung senkrecht zur Bandstruktur (Forel).

Schon Brewster 1814, dann Sabine, Rendu, Agassiz etc. sind auf die Bandstruktur aufmerksam geworden. Guyot hat zuerst 1838 eine genauere Beschreibung derselben gegeben. Die eingehendsten Untersuchungen über die blättrige Struktur stammen von Forbes, Agassiz, Schlagintweit, Tyndall. Agassiz hat zwar öfter Schichtung und Struktur vermengt, aber auch manche gute Beobachtungen über die Struktur angestellt.

Dafür, dass die Struktur der blauen Blätter keine Schichtung ist und nicht als die fortentwickelte Firnschichtung aufgefasst werden darf, sind folgende Erscheinungen beweisend:

1. An einzelnen Gletschern sieht man schon unter dem horizontal geschichteten Firn an den Wänden tiefer Spalten, die bis in die vereisten Teile hinuntergehen, die Blaublätterstruktur fast vertikal gestellt erscheinen und thalwärts deutlicher werden. Es ist selbst Agassiz nicht gelungen, den Uebergang von der horizontalen Firnschichtung in die vertikale Blätterstruktur durch direkte Beobachtung festzustellen. Dieselbe stösst auf grosse

Schwierigkeiten, welche durch den für die Schichtung S. 130 gegebenen Erklärungsversuch nicht als gehoben betrachtet werden können. Es fehlt also der direkte Uebergang von Schichtung in Blaublätterstruktur, wo sich beide örtlich am nächsten berühren, zeigen sie sich am verschiedensten gestellt (Schlagintweit, Forbes, Tyndall, Heim).

2. Hie und da findet man, besonders im obern Teile der Gletscher, seltener auch unten, Stellen, wo die ursprüngliche horizontale Schichtung des Firnes auch im Stadium des Gletschereises noch deutlich zu sehen ist, aber unter steilem Winkel von der echten Blätterstruktur geschnitten wird (Tyndall am Aletschgletscher und Furggegletscher, Glaciers of the Alps 391 ff., ferner Agassiz). Oft ist die alte Schichtung durch sandige Eislagen angedeutet, vielfach verkrümmt, zerrissen, gequält, die neu gebildete Struktur aber zeigt ebene, ungestörte Flächen. Manchmal schneiden sich Schichtung und Struktur unter schiefem Winkel. Je näher aber die Ebenen von Schichtung und Struktur zusammenfallen, desto mehr wird die erstere verwischt.

3. Forbes hat an zahlreichen Gletschern (Brenva, Miage, Talèfre, Allalein etc.) gezeigt, und seine Beobachtungen sind leicht vielfach zu wiederholen, dass die Struktur meist nicht schon in den obern Teilen der Gletscher vorhanden ist, dass sie erst im weitern Verlaufe besonders da entsteht, wo das Eis eine sehr starke Kompression durch Thalverengerung, Abnahme der Böschung des Untergrundes, Eindrängen eines seitlichen Nebengletschers etc. erleidet, und dass die Blaublätterstruktur eines untern Gletscherteiles nicht notwendig eine Modifikation der oben entstandenen Struktur ist (Forbes, Alps of Savoy 191 und 380). Innerhalb einer Distanz von nur 100 m kann das fast strukturfreie Eis eine ausgeprägte Blaublätterstruktur erhalten. Vollständig damit übereinstimmend sind die Beobachtungen von Tyndall, wonach die Struktur stets senkrecht auf die Richtung des Maximaldruckes entsteht, wo derselbe einen besonders hohen Betrag erreicht.

4. Auch bei regenerierten Gletschern, wo durch Abstürzen in sich fein zertrümmernden Brocken jede Firnschichtung vollständig verloren geht und keineswegs durch Periodicität der Abstürze in anderer Form wieder entsteht, bildet sich Blaublätterstruktur von ausserordentlicher Schönheit und Regelmässigkeit aus (Suphellabrae in Norwegen, parasitischer Gletscher auf dem Brenvagletscher [Forbes 201]). Sonklar sah dieselbe an einem regenerierten Gletscher entstehen, der 1856 durch Abbrechen des vorstossenden Suldengletschers (Ortelergruppe) sich gebildet hatte.

5. Man findet oft, besonders nachdem ein schon deutlich strukturierter Gletscher über eine Steilterrasse hinabgestiegen ist, sich unter verschiedenen ganz steilen Winkeln schneidende echte blaue Bänder oder Blätter, selbst sich kreuzende Systeme solcher blauer Bänder. Schichten können aneinander abstossen oder sich auskeilen, aber niemals sich durchschneiden (Heim, Pogg. Annal., Ergänzungsband V, 1870, 60 ff.).

6. Die Blaublätterstruktur kennzeichnet sich durch das beständige streifige Auskeilen, die linsenförmige Gestalt der blauen Bänder, durch das Fehlen ganz durchgehender Fugen oder Grenzen, durch das hie und da vorkommende Zerteilen oder Scharen einzelner Bänder etc. deutlich als dem geologischen Begriffe des Clivage (Transversalschieferung), nicht aber demjenigen der Schichtung (des successiven Absatzes) zugehörend.

7. Die echte Schichtung durch Sand und Thon gezeichnet, verwischt und zerreisst sich mehr und mehr von oben nach unten, die Blaublätterstruktur dagegen bildet sich immer deutlicher aus. Die echte Schichtung ist um so deutlicher erhalten, je regelmässiger der Gletscher, die Struktur hingegen bildet sich umgekehrt bei Gletschern mit Stürzen, Thalverengerungen etc. am stärksten aus.

Alle Forscher, welche sich ganz speciell mit der Blaublätterstruktur abgegeben haben, wie Forbes, Schlagintweit, Tyndall, Agassiz, Sèvé, Sonklar (Suldengletscher, S. 12), der Verfasser, sind durch ihre Beobachtungen,

nicht durch Theorien, zur Erkenntnis gezwungen worden, dass die Blaublätterstruktur nicht Schichtung, sondern Schieferung ist. Unter obigen Nummern habe ich jeweilen denjenigen Beobachter beigesetzt, welcher zuerst den betreffenden Punkt in aller Schärfe betont hat, wobei übrigens nicht ausgeschlossen ist, dass die anderen die gleiche Erscheinung nachher ebenfalls vielfach wahrgenommen haben. Selbst Agassiz, der mehr als möglich auf Schichtung zurückzuführen versucht hat, kommt dennoch zu dem Schlusse (Syst. 301): „Man darf die Bänder nicht mit den Schichten verwechseln, sie sind von denselben durch eine unregelmässigere Verteilung und die Abwesenheit von einer Sand- oder Kieslage zwischen ihren Grenzfugen unterschieden".

f) Die weissen Blätter.

Die weissen Blätter erwähnt schon Hugi, Tyndall nennt sie „white ice-seams", Sèvé „bandes lactées". Sie sind sehr blasenreiche, von Sand und Schlamm freie und deshalb blendend weisse Eislamellen von einigen Centimetern bis zu einigen Metern Breite und bedeutender, doch nicht über den ganzen Gletscher reichender Länge, eingeschlossen im kompakteren bläulichen Eise. Sie ragen an der Oberfläche als Rippen vor, indem sie wegen ihrer starken Reflexion und mehr noch ihrer Reinheit von den Sonnenstrahlen weniger angegriffen werden. Sie gehen nicht allzu tief in den Gletscher hinab. Sèvé konnte sie in Spalten nie tiefer als 7 bis 10 m unter die Oberfläche verfolgen. Sie treten stets am Fusse der Gletscherbrüche auf, fehlen aber fast ganz auf Gletschern ohne Brüche. Von diesem Gebiete lassen sie sich oft einige Hunderte von Metern thalabwärts verfolgen und verschwinden dann meistens wohl dadurch, dass die Abschmelzung sie gänzlich abträgt, teilweise auch (nach Sèvé), indem ihr weisses Eis dem gewöhnlichen umgebenden Eise stets ähnlicher wird. Zunächst am Fusse eines Gletscherbruches sind sie ziemlich unregelmässig und nur im allgemeinen gleich

wie die dort auftretende Querstruktur gerichtet, dann ziehen sie sich wie Struktur und Schmutzbänder bogenförmig aus, werden dadurch regelmässiger in ihrer Richtung und Anordnung und zugleich dünner zusammengedrückt. Sie entstehen dadurch, dass der Winterschnee die Querspalten der Gletscherbrüche erfüllt und in denselben am Fusse des Bruches zusammengedrückt und eingeklemmt wird, bevor er schmelzen konnte. Dieser Schnee vereist dann mehr und mehr. In Gletscherbruchpartien, deren Spalten im Sommer schon zum Verschluss gelangen, entstehen keine weissen Bänder. Sèvé findet den Jahreszeiten entsprechend als eigentliche Jahrringe auf dem Gletscher unterhalb eines Gletscherbruches Zonen reich an weissen Eisrippen dem Winter und Frühling entsprechend und Zonen ohne solche, die im Sommer und Herbst an den Fuss des Sturzes gelangt sind. Er zählt am Bergsetgletscher unterhalb seines Bruches 5 solche Jahrgruppen, am Böiumgletscher 10 bis 14. Da die Länge dieser untern Partie des Böiumgletschers ca. 940 m ist, ergibt sich daraus eine mittlere jährliche Bewegung von ca. 67 m, was mit den direkten Messungen übereinstimmt.

Für die Theorie der Ausbildung der Gletscherkörner wäre eine exakte Vergleichung des Eises der jüngern und ältern Bänder untereinander und mit dem umgebenden Eise von grosser Bedeutung.

Abschnitt IV.

Die Bewegung der Gletscher.

Schon beim ersten Ueberblick von günstigem Standpunkte aus sagt uns ein grösserer Gletscher, dass seine einzelnen Teile beweglich gegeneinander sind. Die Bewohner vergletscherter Alpengebiete haben die Thatsache, dass das scheinbar starre Eis langsam thalwärts wandert, schon seit Jahrhunderten gekannt. Sie bemerkten, dass auffallende, auf dem Gletscher liegende Felsblöcke allmählich thalwärts vorrückten. J. J. Scheuchzer aus Zürich, 1705, kannte die Thatsache der Gletscherbewegung, ebenso Saussure. Die erste Messung über dieselbe hat Hugi aus Solothurn dadurch erlangt, dass er seine auf der Mittelmoräne des Unteraargletschers 1827 erbaute Hütte 1830 gegen 100 m, und später jährlich so noch viel weiter thalwärts gerückt fand. Es folgten nun 1840 bis 1841 einige Messungen von Agassiz und Genossen am Aaregletscher, 1842 bis 1846 die klassische kartographische Darstellung des Unteraargletschers in 1 : 10 000 mit systematischen Bewegungsmessungen ausgeführt unter Leitung von Agassiz durch Dr. J. Wild (Professor der Geodäsie und Topographie am eidgenössischen Polytechnikum in Zürich). 1841 hatte J. D. Forbes (Edinburg) Agassiz am Unteraargletscher begleitet, 1842 begann er seine Messungen am Mer de Glace (Chamounix). 1841 erschien in den „Mémoires de l'Académie royale des Sciences en Savoie“ der schon 2 Jahre früher geschrie-

bene klassische Aufsatz von Rendu, Bischof von Annecy, „Théorie des glaciers de la Savoie“. Mit bewunderungswürdiger Schärfe und Takt im Blicke, mit derjenigen klaren richtigen Vorahnung der Dinge, welche nur den höchsten Geistern eigen ist, hat Rendu das wunderbare Phänomen der Gletscher durchdrungen, derart, dass die Arbeiten der folgenden 20 Jahre fast alle als blosse Ausarbeitung der schon von Rendu gewonnenen Gesichtspunkte und formulierten Fragen bezeichnet werden können. Rendu, der schon das Gesetz von der Erhaltung der Kraft angedeutet hat, ist auch der erste, welcher klar ausspricht: „Zwischen dem Mer de Glace (Gletscher in Chamounix) und einem Flusse besteht eine so vollständige Aehnlichkeit, dass es unmöglich ist, in den letztern einen Umstand zu finden, der nicht auch in der erstern besteht“, und welcher aus den Angaben seiner Führer über Vorrücken einzelner Felsblöcke den allgemeinen Satz gewann, dass in der Mitte die Bewegung viel rascher sei und gegen den Rand durch Reibung am felsigen Ufer eine Verzögerung entstehe. Im Juli 1841 befestigte Arnold Escher von der Linth in der Erwartung, eine Zunahme der Bewegung gegen die Mitte zu konstatieren, Pfähle in einer Querlinie über den Aletschgletscher. Leider waren dieselben bei seiner Rückkehr schon ausgeschmolzen und ihr Standpunkt nicht mehr zu bestimmen. Am 1. August 1842 waren Agassiz, Escher, Wild und Desor mit ihren Messungen auf dem Aargletscher so weit gediehen, dass sie die Zunahme der Bewegung gegen die Mitte in Zahlen feststellen konnten. Am 29. August 1842 wurde ein bezüglicher Brief von Agassiz in den „Comptes rendus“ publiziert. Während Rendu längst die bisher gefundenen ungleichen Bewegungszahlen zu richtigen Kombinationen verwertet hatte, hielt 1842 Forbes diese Verschiedenheiten noch für Beweis der Irrtümlichkeit der Angaben; er entdeckte dann im Juni 1842 durch seine Messungen selbständig die Zunahme der Bewegung gegen die Mitte und zugleich die stündliche Kontinuität der Bewegung. Sein vorzüglicher, vom 4. Juli 1842 datierter Brief aus Courmayeur ge-

langte im Oktober 1842 zur Publikation, als die dritte Feststellung der Thatsache, dass der Gletscher nicht, wie manche angenommen hatten, wie ein starres, steifes Brett vorschiebt, sondern dass seine einzelnen Teile sich gegenseitig verstellen, dass also der Gletscher nicht nur gleitet, sondern fliesst.

Nun folgen eine Menge eingehender Messungen, deren Resultate wir im folgenden kurz zusammenstellen. Die wichtigsten derselben sind:

1. Wild (Agassiz, Desor etc.) 1842 bis 1846 Unteraargletscher und umliegende.
2. Forbes (1842 bis 1850) Mer de Glace.
3. Schlagintweit (1847 und 1848) Pasterzengletscher (Gross Glockner-Gruppe), Hintereisgletscher, Vernagtgletscher.
4. Tyndall (1857) Mer de Glace.
5. Sèvé (1868 bis 1870) Norwegen, besonders Böiumbrae, Tunsbergdalsbrae, Lodalbrae.
6. Grad und Dupré (1869) Aletschgletscher.
7. Zu den umfassendsten Beobachtungen der Art, deren Wert ganz besonders auch darin liegt, dass sie durch längere Perioden hindurch und auch noch in Zukunft fortgesetzt werden wird, gehören die durch den Schweizer Alpenklub und das eidgenössische topographische Bureau gemeinsam durchgeführten Vermessungen am Rhonegletscher. 1874 bis 1882 war der Beauftragte Ingenieur Phil. Gosset, 1882 bis 1884 Ingenieur Held und Genossen. Ich verdanke es dem freundlichen Entgegenkommen des eidgenössischen topographischen Bureaus und des Centralkomitees des Alpenklubs, sowie der aus Mitgliedern des Alpenklubs und der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft gebildeten „Gletscherkommission“, in dieser „Gletscherkunde“ die Resultate der noch nicht publizierten Rhonegletschervermessung benutzen zu dürfen. Ich werde bei derselben entnommenen Notizen in Zukunft als Quellenangabe stets einfach beisetzen: (Rh. Verm.).
8. K. J. V. Steenstrup, Hammer, Helland (1875 bis 1882) Gletscher von Grönland.

Ausserdem sind noch, mehr vereinzelt und in kleinerer Anlage, eine Menge von Beobachtungen von Ziegler, Klocke, Pfaff, dem Verfasser und anderen ausgeführt worden.

A. Die Thatsachen der Gletscherbewegung.

Die Messungen beweisen, dass die Bewegung der Gletscher aus zwei Bewegungsarten zusammengesetzt ist, und zwar 1) aus einem Gleiten oder Rutschen, welches sich dadurch kennzeichnet, dass auch die Randpunkte sich am Felsbett verschieben und eingeklemmte Felstrümmer thalwärts schleifen; 2) aus einem Fliessen, d. h. einer Bewegung, welche von Punkt zu Punkt innerhalb der Masse sich wenigstens quantitativ ändert, so dass die einzelnen Teilchen kein starres System bilden, sondern gegenseitige Verstellungen erleiden, welche durchaus denjenigen innerhalb einer bewegten Flüssigkeit entsprechen.

Die Thatsachen sind die folgenden:

1. **Geschwindigkeiten der Gletscher.** Die normalen alpinen Gletscher zeigen eine Bewegung im Jahre, welche je nach dem Gletscher und noch mehr je nach dem Orte im Gletscher selbst, nach der Jahreszeit und Jahresperiode von nur wenigen Millimetern bis gegen 300 m steigen kann. Zum Vergleich wird es gut sein, sich zunächst an die Mittellinie der Gletscher zu halten. Da finden wir z. B. folgende Messungsergebnisse der mittlern Bewegung:

1. Alpen und Skandinavien.

Gletscher	Bewegung in Metern mittl. jährl.	mittl. tägliche
Unteraargletscher	50 bis 77	0,140 bis 0,211
Glacier des Bossons (Mont Blanc) Juli Maximum	—	1.323
Mer de Glace (Mont Blanc) . . .	80 bis 250	0,217 bis 0,687
„ „ „ Mittel 1788 bis 1832 (Saussure)	114	0,321

Gletscher		Bewegung in Metern mittl. jährl.	mittl. tägliche
Talèfregletscher (Mont Blanc) 1836 bis 1846		131	0,359
Pasterze	Tirol	—	0,06 bis 0,43
Hintereisgletscher	Tirol	—	0,1219
Böiumgletscher	Norwegen	—	0,1 bis 0,523
Tunsbergdalsgletscher	Norwegen	—	0,087 bis 0,395
Lodalbrae	Norwegen	—	0,102 „ 0,654

2. Grönland.

a) selbständige Gletscher der Randzone:

	mittl. tägl. Beweg.
Lille Umiatorfikbrae 70° 30′ N. Br.	0,128 bis 0,300
Gletscher auf Nugsuakhalbinsel 70° 30′ N. Br.	0,076 „ 0,300

b) Ausläufer des Binneneises:

Torsukatak	6,150
Jakobshavngletscher	15,0 bis 22,46!
Tasermiut	3,75
Tasersuak	3,14
Itvdliarsuk	5,0 bis 20,0
Store Karajak	3,1 „ 12,0

3. Im Kumoanhimalaya ist von Strachey die Bewegung einiger Gletscher im Sommer gemessen worden, wodurch sich das tägliche Vorrücken auf 2,0 bis 3,7 ergeben hat.

Aus diesen Zahlen ist ersichtlich, dass im Mittel die schweizerischen, norwegischen und die kleinern grönländischen Gletscher, welche dort dem Aussenlande angehören, sich mit 0,1 bis 0,3 oder 0,4 m per 24 Stunden, selten schneller in ihren mittlern Teilen an der Oberfläche bewegen. Dies ergibt per Jahr ungefähr 40 bis 100 m. Die Spitze des kleinen (Stunden-)Zeigers einer gewöhnlichen Taschenuhr bewegt sich ungefähr mit 0,2 m in 24 Stunden = 73 m, also mit der gleichen Schnelligkeit wie im Mittel ein Gletscher im Jahr. Wenn wir einen Stab in die Mitte eines solchen Gletschers aufstellen und ihn mit einem festgestellten Fernrohr vom Ufer aus beobachten, so können wir nach einigen Stunden

die Bewegung schon deutlich erkennen, während sie ohne solches Hilfsmittel von freiem Auge nicht direkt wahrnehmbar ist. Eine gute Vorstellung über die Grösse der Bewegung geben ferner leicht auszuführende Rechnungen wie die folgenden:

Ein Eisteilchen der Gletschermitte gebraucht vom Abschwung (Zusammenflussstelle der beiden Hauptzuflüsse des Unteraargletschers) bis an das 8300 m weiter abwärts gelegene Ende etwa 130 Jahre, von der Strahleckhöhe bis ans Ende wenigstens die doppelte Zeit. Ein Eisteilchen aus der Mitte des Aletschgletschers, an der Grenze von Sammelbecken und Eisstrom bei 2789 m zwischen Dreieckhorn und Faulberg gelegen, gebraucht, um die 17 km Weges bis zum Ende des Gletschers zurückzulegen, 170 bis 200 Jahre, ein Schneeteilchen vom Gipfel der Jungfrau würde etwa 450 Jahre zur Reise bis dorthin gebrauchen. Bei zahlreichen anderen Gletschern I. Ordnung der Alpen erfordert die Wanderung von der Firnlinie zum Gletscherende 60, 80 bis 100 Jahre bei gewöhnlichem Gletscherstand, bei den grossen Gletschern des Himalaya oft mehrere Jahrhunderte.

Ueberraschende Bewegungen scheinen die Himalayagletscher aufzuweisen. Leider sind noch sehr wenige Messungen bekannt geworden. Die bedeutendsten Bewegungen aber finden wir bei den Ausläufern des grönländischen Binneneises. Hier sind die Geschwindigkeiten fast immer 10- bis 100mal so gross wie bei allen bis jetzt beobachteten Gletschern Europas. Sie können über 6000 m im Jahre ansteigen. Dies ist 14 mm in der Minute, also etwa 6- bis 10mal mehr, als die Geschwindigkeit der Spitze des Minutenzeigers einer Taschenuhr, es ist ungefähr die Geschwindigkeit einer ganz kleinen Schnecke, eine Bewegung, die, gegen einen Fixpunkt betrachtet, schon nach wenigen Minuten ohne besondere Instrumente von Auge wahrnehmbar ist. Nur in ausserordentlichen Fällen (Vernagt- und Defdorakigletscher) kommen in vorübergehenden Perioden bei Alpen- und Kaukasusgletschern ähnlich rasche Bewegungen vor.

Es wird behauptet, dass die Gletscherbewegung in

den hochnordischen Gebieten bedeutend geringer sei, als in anderen Zonen. Allein die Zahlen, welche wir hierüber kennen (von Franz-Josefs-Land und Westgrönland, 78°, täglich im Sommer 0,216 für Binneneisausläufer) sind ganz ungenügend für diesen Schluss.

2. **Die Zunahme der Bewegung vom Rande nach der Mitte** wollen wir zunächst in einigen Zahlenreihen darstellen.

Forbes fand am Mer de Glace folgende Verhältniszahlen für die Bewegung an verschiedenen Punkten vom Rande gegen die Mitte hin:

Entfernung vom Rande	Relative Bewegung
91 m	1,000
210	1,332
279	1,356
333	1,367

Von Agassiz (Wild, Desor etc.) wurden 1842 in einer Linie quer über den Unteraargletscher in der Nähe des Pavillon Dollfuss 21 Pfähle in gerader Linie eingelassen. Während dreier Jahre wurde die Lage der Pfähle immer wieder genau aufgenommen. Die gerade Linie derselben verwandelte sich in eine thalabwärts konvexe Linie, die sich von Jahr zu Jahr stärker krümmte, wie die folgenden Zahlen zeigen.

	Entfernung von der Mittelmoräne	Bewegung im Jahr in Metern 1842/43	1843/44	1844/45	Mittel 1842/45
Linker (nördlicher) Rand	525 m	4,3	2,7	2,0	3,0
	495	6,1	5,1	4,0	5,6
Seite des Lauteraarzuflusses	450	20,8	24,4	17,0	20,7
	375	39,4	42,6	64,25	48,7
	301	54,1	65,5	47,4	55,3
	150	64,6	68,4	55,5	62,8
Mittelmoräne	0	69,4	74,5	58,5	67,4
Seite des Finsteraarzuflusses	180	74,5	75,5	60,0	70,0
	450	68,5	68,5	55,3	64,1
	564	50,8	51,2	40,8	47,6
	690	43,5	41,5	34,6	39,8
Rechtseitiger (südlicher) Rand	780	12,0	11,5	12,2	11,9
	840	2,1	0,5	2,3	1,6
Mittel	—	39,25	40,2	34,9	38,34

Das Verhältnis der Geschwindigkeit von Rand zu Mitte beträgt hier für die linke Seite 3 : 7, für die rechte ungefähr 2 : 9. Aus diesen Zahlen ersehen wir ferner, dass ein zusammengesetzter Gletscher in einiger Entfernung unterhalb der Vereinigung der Zuflüsse sich ganz als einheitlicher Strom aus einem Gusse bewegt, und dass sich der Ort grösster Geschwindigkeit auch nicht auf der Grenze beider Zuflüsse, sondern bei geradlinigem Bette in der Mitte des zusammengesetzten Gletschers, also von der Grenze der Zuflüsse gegen den stärkeren Zufluss hinein verschoben befindet. Ganz ähnlich sind die Erscheinungen auf anderen Querprofilen des Unteraargletschers und auf den Querprofilen anderer zusammengesetzter Gletscher (Mer de Glace, Pasterzengletscher, Aletschgletscher etc.).

De Sèvé hat am zusammengesetzten Lodalgletscher (Norwegen) gefunden, dass unmittelbar nach der Vereinigung die verschiedenen Zuflüsse noch ihre eigenen Bewegungsmaxima in der Mitte erkennen lassen, dass dieselben aber thalabwärts bald mehr und mehr sich gegenseitig nähern und zuletzt sich vereinigen, während gleichzeitig die Zuflüsse in ihrer Bewegung gegenseitig vollständig abhängig werden und endlich wie ein einziger Eisstrom mit regelmässiger Zunahme der Bewegung vom Rande nach der Mitte fliessen (Sèvé, Justedalsbrae 32).

Im August 1847 beobachtete Schlagintweit am Pasterzengletscher 3400 m oberhalb des Endes in einem Querprofil folgende Geschwindigkeiten:

	Entfernung vom linken Ufer m	Mittl. Bewegung in 24 Stunden 15. Aug. bis 7. Sept. 1874 m
Rand links	0	leider nicht gemessen
	79	0,061
	178	0,135
	203	0.157
	498	0,257
	630	0,215
	786	0.079
	823	0.073
Rand rechts	965	leider nicht gemessen.

Vom **Mer de Glace** (Chamounix) gibt Tyndall aus dem Juli 1857 von einem Querprofil bei Trélaporte folgende Zahlen:

	Nr. des Pfahles	Bewegung in 24 St. m
Westufer	1	0,286
	2	0,343
	3	0,324
	4	0,381
	5	0,387
	6	0,406
	7	0,438
	8	0,489
	9	0,502
	10	0,483
	11	0,495
	12	0,445
	13	0,406
	14	0,375
Ostufer	15	0,254

Leider gibt Tyndall nicht an, ob die Pfähle gleich weit voneinander entfernt waren und nicht welches ihre Entfernung war.

Grad und Dupré fanden als mittlere tägliche Bewegung am **Aletschgletscher** vom 18. August bis 1. September 1869:

a) Querprofil „beim ersten Dreieck" 15000 m oberhalb des Gletscherendes, 2600 m Meerhöhe, ca. 1800 m Gletscherbreite:

Entfernung vom rechten Ufer m	Mittl. tägl. Bewegung m
ca. 150	0,318
450	0,411
750	0,446
1050	0,505
1350	0,429
1650	0,315

b) Querprofil unterhalb Mittelaletschzufluss, 8000 m vom Ende entfernt, 2150 m über Meer, 1500 m breit:

Entfernung vom rechten Ufer m	Mittl. tägl. Bewegung m
ca. 150	0,316
450	0,330
750	0,392
1050	0,317
1350	0,114

c) Querprofil abwärts vom Oberaletschgletscher 2000 m vom Gletscherende, 1850 m Meerhöhe, 800 m breit:

Entfernung vom rechten Ufer m	Mittl. tägl. Bewegung m
ca. 150	0,264
400	0,248
650	0,207

Vom 12. August 1871 bis 7. Juni 1872 bestimmte der Verfasser auf einem Querprofile des Hüfigletschers unfern dessen unterem Ende an einer Stelle, von der heute der Gletscher ganz weggeschmolzen ist, die Bewegung wie folgt:

Entfernung vom rechten (nördl.) Ufer m	Mittl. tägl. Bewegung m
0	0,020
15	0,025
30	0,029
45	0,038
60	—
75	0,045
90	0,060
105	0,060
120	0,066
135	0,070
150	0,068
165	0,069
180	0,069
195	0,069
210 Mitte	0,069
225	0,068
240	0,066
255	0,065

Entfernung vom rechten (nördl.) Ufer	Mittl. tägl. Bewegung
m	m
270	0,064
285	0,062
300	0,061
315	0,059
330	0,058
345	0,057
440,6 linkes Ufer	?

Am linken Ufer waren Spalten entstanden, die unsere Zeichen zerstört hatten. Im allgemeinen haben wir hier, da wir uns eben nahe dem Ende der schwindenden Eiszunge befinden, viel geringere Geschwindigkeiten, als im mittlern Teile starker Gletscher. Dennoch zeigt sich das Gesetz der Zunahme der Bewegung gegen die Mitte sehr deutlich. Das Verhältnis der Geschwindigkeit von Rand und Mitte beträgt hier 2 : 7.

Am Rhonegletscher (Rh. Verm.) ergab sich die mittlere jährliche Bewegung von 1874 bis 1880 bei 53 in gleichen Distanzen auf einem Querprofil verteilten Punkten (numerierte Steine) wie folgt:

Lage des Querprofiles ca. 2300 m thalaufwärts vom obern Rande des Gletschersturzes bei 2550 m Meerhöhe, 1035 m Gletscherbreite und je 20 m ursprünglicher Entfernung der einzelnen Punkte des Querprofiles voneinander.

Punktnummer	Mittl. jährl. Bewegung	Punktnummer	Mittl. jährl. Bewegung
	m		m
1 bis 4 Westrand	?	20	92,1
5	12,9	21	94,3
8	43,25	22	95,8
10	50,9	23	95,8
11	58,0	24	96,7
12	65,1	25	98,2
13	70,4	26	98,0
14	75,1	27	98,0
15	79,1	28	98,4
16	82,4	29	98,1
17	85,3	30	98,0
18	88,2	31	97,1
19	90,2	32	97,0

Punktnummer	Mittl. jährl. Bewegung m	Punktnummer	Mittl. jährl. Bewegung m
33	95,9	44	79,3
34	95,1	45	75,9
35	94,2	46	71,3
36	93,4	47	67,5
37	92,1	48	60,7
38	90,3	49	50,7
39	89,0	50	39,2
40	87,4	51	25,8
41	85,5	52	18,0
42	83,4	53 Ostrand	10,0
43	81,3		

Diese Zahlenreihe gibt ein sehr gutes Bild von der allmählichen Zunahme der Bewegung gegen die mittlern Teile hin. Durch ungünstige Zufälligkeiten (Spalten etc.) sind einige Punkte der Reihe ausgefallen. Das Bewegungsverhältnis von Rand zu Mitte beträgt etwa 1 : 10. Diese Verhältniszahl kann an nahe gelegenen Stellen des gleichen Gletschers sehr verschieden sein. Hinter kleinen Felsvorsprüngen des Ufers wird die Bewegung sehr stark verzögert, das Eis bleibt fast stehen, unterhalb solchen hingegen bewegt es sich auch am Rande ziemlich rasch. Es gibt Fälle, wo ganz wie bei den Flüssen unter Gehängevorsprüngen völlige „tote Winkel" entstehen, in welchen das Eis sich nicht mehr regelmässig bewegt. An der rechten Seite des obern Rhonegletschers sowie an anderen Orten hat sich das bewegte Eis vom stagnierenden Eise teilweise oder ganz abgeschert, und verschiebt sich an dem letzteren wie an einer Felswand. Ob unter solchen Umständen auch wirbelförmige rückläufige Bewegungen entstehen, ist noch nicht mit Sicherheit ermittelt worden.

Ueberall sehen wir, dass die Bewegung vom Rande gegen die Mitte erst rasch, dann immer langsamer zunimmt und auf dem mittlern Teile der Gletscherbreite nur noch wenig variiert. Je breiter und grösser der Gletscher, desto breiter diese mittlere Zone und desto deutlicher grenzt sie sich von der Randzone mit starker Verzögerung ab.

Bei den grönländischen Gletschern fanden Steenstrup, Hammer und Helland ganz gleiche Verhältnisse, wie folgende Zahlenreihen, die sich auf den ca. 4500 m breiten, an der Oberfläche bloss $^1/_2{}^0$ geneigten Jakobshavngletscher, einen Ausläufer des Binneneises, beziehen, deutlich zeigen.

Entfernung vom Ufer des Gletschers m	Mittlere tägliche Bewegung in Meter Juli 1875 (Helland)	Winter u. Frühling 1879/80 (Hammer)
1 („close to the border")	0,02	—
282	—	5,23
400	14,70	—
420	15,36	—
445	15,18	—
449	15,24	—
549	—	8,38
615	—	9,68
872	—	12,30
875	—	12,64
1049	19,77	—
1059	19,54	ca. 15,0 bis 16,0

Selbstverständlich sind nur die Zahlen gleicher Jahreszeit direkt miteinander vergleichbar, zudem beziehen sich leider obige beiden Reihen nicht auf das gleiche Querprofil.

Ein anderes Beispiel gibt Helland von dem 9000 m breiten, 2° geneigten Torsukatakgletscher. Er fand im Sommer 1875:

Entfernung vom Rande	Tägliche Bewegung
210	3,75
367	5,66
1926	8,82
4070	10,10
4939	10,16
4968	9,35

Auch bei den Hängegletschern finden wir die gleichen Bewegungsgesetze ausgesprochen. Desor bestimmte z. B. folgende mittlere tägliche Bewegungen aus dem Unteraargebiet:

	Seite	Mitte	Seite
Silberberggletscher (Aug. bis Sept. 1844) .	0,038	0,042	0,022
Triftgletscher (Juli bis Sept. 1845) . . .	0,069	0,077	0,065

In diesen Zahlen haben wir Bewegungsverhältnis von Rand zu Mitte wie 3 : 4 oder 6 : 7, also viel geringere Unterschiede, als bei den Thalgletschern. Die Differentialbewegungen nehmen in gleichem Sinn mit der Stärke der Bewegung ab oder zu.

Forbes fand ferner, dass das Verhältnis der Bewegung von Rand und Mitte mit der Jahreszeit ändert. Er beobachtete am oben genannten Profil des Mer de Glace, die Bewegung eines Punktes 91 m vom Ufer entfernt = 1,000 gesetzt, folgendes:

	Relative Bewegung 333 m vom Ufer entfernt.
1842, 29. Juni bis 1. Juli	1,548
„ 1. Juli bis 28. Juli	1,489
„ 28. Juli bis 16. September	1,349
„ 16. September bis 28. September	1,367

Die Verzögerung am Rande wurde im Laufe des Sommers stets geringer, während gleichzeitig die absolute Bewegung sich verminderte.

Mit einigen Schwierigkeiten lassen sich aus den Tyndallschen Messungen vom Mer de Glace folgende Zahlen zusammenfinden:

		Tägliche Bewegung Sommer	Tägliche Bewegung Winter
Profil oberhalb Hôtel Montanvert	Minimum (dem Rande nahe)	0,191	0,165
	Maximum	0,697	0,400
Profil unterhalb Hôtel Montanvert	Minimum (dem Rande nahe)	0,311?	0,197
	Maximum	0,855	0,445

Auch aus diesen Zahlen geht hervor, dass die Geschwindigkeitsunterschiede verschiedener Stellen eines Querprofiles im Sommer bei überhaupt grösserer Geschwindigkeit grösser sind, als im Winter, zu welcher Zeit die Geschwindigkeit überhaupt geringer ist.

Vergleicht man verschiedene Stellen in der Länge eines Gletschers, so findet man, dass in Querprofilen mit starker Bewegung die Unterschiede von Rand und Mitte bedeutender sind als in Querprofilen mit geringern Geschwindigkeiten.

In beiden Fällen sehen wir, dass die Differenzen der Bewegung innerhalb des Stromes (die Differentialbewegungen) zunehmen und abnehmen mit der Geschwindigkeit überhaupt, welches Verhältnis durchaus einem Flusse entspricht. Es bleibt freilich zu erwarten, dass Terrainunregelmässigkeiten dieses Gesetz lokal verdecken können.

Einige Experimente über die Bewegung eines Gipsbreies in einer thalförmigen Rinne (Poggend., Annal., Ergzsbd. V, 1870) haben mir die Frage aufgeworfen, ob am Gletscher die Bewegung vom Rande gegen die Mitte kontinuierlich, oder, wie beim Gipsbrei, an scherenden Verschiebungen sprungweise zunehme. Es ist für den ganzen Mechanismus der Gletscherbewegung von Bedeutung, zu wissen, ob sich das Eis in ein Bündel halbcylindrischer, ineinander sich verschiebender Schalen zerlegt, oder ob die Differentialbewegungen sich durch die ganze Masse verteilen und vielleicht von Korn zu Korn vorhanden sind. Die ältern Messungen über die relative Geschwindigkeit verschiedener Stellen eines Querprofiles sind jeweilen an einzelnen Marken (z. B. einer Reihe von Pfählen oder einzelnen Steinen) vorgenommen worden und konnten deshalb über diese Frage keinen Aufschluss geben. Um die Bewegung nach der verschiedenen Breite des Gletschers hierauf zu prüfen, habe ich 1869 auf dem obern Rhonegletscher, 1871 auf dem Hüfigletscher lauter dunkle kleine Steine (1 bis 5 cm Durchmesser) dicht nebeneinander zu einer zusammenhängenden geraden Querlinie gelegt. Die Steinchen schmolzen schon nach dem ersten Tage so tief in das Eis ein, dass sie vor oberflächlichen Verschiebungen ganz geschützt blieben. Diese Methode ist dann von Ingenieur Gosset aufgegriffen und für den Rhonegletscher 1874 in verbesserter Form in Anwendung gekommen, indem vier solche Querlinien gezogen und deren Steine mit Oelfarbe bestrichen und grössere Steine in gewissen Abständen innerhalb der Linien mit Nummern bezeichnet worden sind. In allen diesen Fällen, am Hüfigletscher wie am Rhonegletscher, zeigte sich, dass die Bewegung vom Rande nach der

Mitte nicht sprungweise, sondern kontinuierlich zunimmt und nur ausnahmsweise und selten, oft gar nicht, Verschiebungen eintreten, welche die Kontinuität der markierten Linien brechen.

3. Die Bewegung in verschiedenen Querschnitten, d. h. die Beobachtungsstation nach der Länge des Gletschers variiert, ergibt die folgenden Zahlen.

Agassiz hat die Bewegung einer Reihe von Blöcken auf der Mittelmoräne des Unteraargletschers gemessen:

Mittlere Entfernung vom Abschwung	Mittl. jährl. Vorrücken 1842 bis 1846	Geschwindigkeitsabnahme für 100 m thalwärts
300	38,16	— 5,17
1000	74,36	— 0,88
1700	77,01	+ 0,73
3000	67,53	— 0,24
4300	70,69	+ 1,29
5400	56,47	+ 1,11
7000	38,66	+ 1,22
7750	29,51	+ 0,00
8000 Ende	29,51	—

Die Entfernungen der verschiedenen Blöcke sind auf der Mittelmoräne vom Zusammenflusspunkte an thalwärts gemessen. Obige Tabelle zeigt, dass die Bewegung direkt im Zusammenflusswinkel noch gering ist, denn diese Stellen des Eises sind kurz vorher noch Randstellen der beiden Zuflussarme gewesen. Bald aber haben sie sich an ihr neues Verhältnis, die Mitte eines grossen zusammengesetzten Gletschers zu bilden, gewöhnt. Von dem Punkte an, wo wir es mit einem wenn auch zusammengeschweissten, doch einheitlich gewordenen Eisstrome in einem Thale von sehr regelmässigem Gefälle zu thun haben, nimmt die Bewegung gegen das Ende hin allmählich ab. Wie die dritte Spalte zeigt, ist aber die Abnahme keine einfach gesetzmässige, sie ist trotz der Regelmässigkeit des Thales bald rascher, bald langsamer. Jeder Querschnitt geht nach einem eigenen Takt.

Wenn wir in der Mittellinie eines der Zuflüsse des Finsteraar- und Strahlegggletschers aufwärts gehen, finden wir nach Agassiz (Syst. 442 etc.) folgende Bewegungen:

Mittlere Entfernung vom Abschwung thalaufwärts m	Mittl. jährl. Bewegung 1842 bis 1845 m
1500	73
3000	47
4500	33

Hieraus ergibt sich, dass in dem Sammelbecken die Geschwindigkeit geringer ist, dass sie thalwärts zunimmt, in der mittlern Region am höchsten steigt und gegen das Ende wieder abnimmt.

Schlagintweit fand, dass in der Gletscherzunge des sehr regelmässigen Hintereisgletschers (Oezthal, Tirol) die tägliche Geschwindigkeit von 0,122 im obern Teile auf 0,077 in der Nähe des Gletscherendes abnimmt. Auch vom Vernagtgletscher hat er Abnahme der Geschwindigkeit gegen unten festgestellt.

In einer Eishöhle am untern Ende des Morteratschgletschers (Berninagruppe) fand H. Leupold als tägliches Mittel von August und erster Hälfte September 1881 0,0045, 600 m weiter thalaufwärts schon 0,0131 m.

An dem so regelmässigen, langen Aletschgletscher fanden 1869 im August Grad und Dupré eine Abnahme der Bewegung nach unten wie folgt:

Entfernung vom unteren Ende m	Meerhöhe m	Mittl. tägl. Bewegung des Querprofiles m	Maximale tägl. Bewegung m
15000	2600	0,404	0,505
8000	2150	0,294	0,392
2000	1850	0,240	0,264

d. h. regelmässige Abnahme der Bewegung gegen das Ende des Gletschers.

Die Beobachtungen am Rhonegletscher (Rh. Verm.) zeigen in ähnlichen Proportionen wie am Aargletscher im ganzen Abnahme der Bewegung nach unten. Indessen kommt hier noch eine Anomalie hinzu. Der obere Rhonegletscher beschleunigt zuerst bei der Annäherung an seinen Sturz seine Bewegung, so dass, genauer ausgedrückt, die Bewegung des obern Rhonegletschers thalwärts zunimmt, diejenige des untern im ganzen viel geringer ist und zudem thalwärts rasch abnimmt, die rascheste Bewegung im Sturze zeigend.

Sèvé findet bei den von ihm untersuchten Gletschern stets die Abnahme der Geschwindigkeit nach unten und zwar ist dieselbe um so rascher, je mehr wir uns dem Ende nähern. Durch Vergleich des Böiumgletschers, Tunsbergdal- und Lodalgletschers zeigt sich, dass die Geschwindigkeit um so rascher thalauswärts abnimmt, je grösser sie überhaupt war, am raschesten bei dem schnellsten Eisstrom unter den genannten, dem Böiumgletscher, am langsamsten bei dem trägsten derselben, dem Lodalgletscher. Dieses Resultat scheint indessen von den Wirkungen der Böschungsveränderungen nicht ganz unabhängig zu sein. Im allgemeinen sind eben die norwegischen Gletscher in den obern Teilen steiler, nach unten flacher geneigt.

Bei Gletschern in regelmässigem Thalbette von gleichförmiger Böschung finden wir stets dieses Verhältnis. Die Geschwindigkeit ist am grössten wenig unterhalb der Firnlinie, wo die breite Firnmulde sich zur engern Gletscherzunge zusammendrängt; von hier nimmt sie nach oben wie nach unten ab. Solche Gletscherzungen nehmen nach unten regelmässig an Dicke ab, das Hindernis der Reibung ist ziemlich konstant und wird deshalb im Verhältnis zur Masse stets grösser, die Bewegung infolge davon langsamer.

Forbes hatte gefunden, dass das Mer de Glace im Gegenteil nach unten rascher fliesst. Im obern Teile ist der Thalkanal weiter, die Eisströme sind breit und relativ seichter. Wo sie zusammengetreten sind, müssen sie durch ein engeres und nach unten zugleich steileres Thal gehen. Die grösste Bewegung findet sich oberhalb des Eissturzes (Glacier des Bois), mit welchem der Lauf dieses gewaltigen Eisstromes endigt. Die Messungen von Tyndall, Juli 1857, haben Forbes bestätigt. Er fand:

Entfernung vom Tacul thalauswärts m		Grösste tägl. Bewegung m
ca. 5500	(unterhalb Montanvert, oberhalb Gletschersturz)	0,901
ca. 4500	(oberhalb Hôtel Montanvert)	0,654
ca. 3500	(Les Ponts)	0,590

Entfernung vom Tacul thalauswärts m	Grösste tägl. Bewegung m
ca. 2000 (Trélaporte)	0,502
Glacier du Géant beim Tacul	0,323 85
Glacier de Léchaud, ca. 1300 m oberhalb Tacul	0,241 3

Tacul heisst der Fels, an welchem sich der Glacier du Géant und der Glacier de Léchaud, die beiden Hauptarme des Mer de Glace vereinigen, der „Tacul" ist dem Mer de Glace, was der „Abschwung" dem Unteraargletscher.

Schlagintweit findet am Pasterzengletscher die durchschnittliche Geschwindigkeit auf dem ganzen Querprofil per Tag wie folgt:

Entfernung vom Ende m	Geschwindigkeit per Tag m
4825	0,10
3100	0,17
864	0,31

Dieser Gletscher nimmt ebenfalls von oben nach unten an Neigung des Untergrundes zu.

Auch in diesem Punkte verhalten sich die kleinen Gletscher den grossen ähnlich. Desor fand z. B. folgende Ungleichheiten der Längenbewegung bei sekundären Gletschern des Aargebietes in mittlerer täglicher Bewegung angegeben:

	Oben	Mitte	Unten
Grünberggletscher, 18. Juli bis 9. Sept. 1845	0,054	0,046	0,043
Triftgletscher, 23. August bis 5. Sept. 1844	0,023	0,047	0,055

Der erstere, dessen Bewegung nach unten abnimmt, endigt ungestört auf gleichmässiger Unterlage, der letztere erreicht den Hauptgletscher und wird an seiner Stirn durch diesen in seiner Seitenschlucht zurückgedämmt; dennoch nimmt seine Bewegung nach unten zu.

Im gleichförmig gebildeten Thale nimmt die Bewegung von der Firnlinie nach dem Ende hin ab. Vermehrte Böschung, seitliche Eiszuflüsse, Einengung oder Sperrung des Profiles können das Verhältnis verändern und sogar umkehren.

Ueber die nordischen Gletscher sind wir erst teilweise und noch unvollständig unterrichtet. Eine auffallende Erscheinung springt aber sofort in die Augen bei den grönländischen Ausläufern des Binneneises, wie folgende Messungen zeigen:

Am Itivdliarsukgletscher (70° 48′ N. Br.), einem Ausläufer des Binneneises, hat Steenstrup die tägliche Bewegung gemessen:

Am Abbruchende gegen das Meer im Mittel	14,589 m
4000 m thalaufwärts vom Abbruchende	5,008 „

Am Store Karajak-Brae, einem 6500 m breiten Binneneisausläufer unter 70° 20′ fand Steenstrup 1876 bis 1878 als mittlere tägliche Bewegung:

Am Abbruchende	9,05 bis 11,89 m
5000 m aufwärts	3,1 bis 6,3

Hier also haben wir es mit einer starken Bewegungszunahme gegen das Ende zu thun, obschon die Böschung nicht zunimmt und überhaupt sehr flach und gleichmässig ist. Die Erklärung liegt in zwei Momenten. Wir haben gar kein natürliches Ende, sondern einen Gletscher, der mitten in seiner vollsten Entwicklung, wo schon aus diesem Grunde die Bewegung ihr Maximum erreicht, abgebrochen ist; das verzögerte Ende ist gar nicht vorhanden. Ferner beobachten wir überall, wo ein Gletscher einer Abbruchwand sich nähert, eine bedeutende Steigerung in der Geschwindigkeit, weil die trägere Gegenlast von unten, die der Gletscher teilweise vor sich herstossen muss, nicht mehr da ist. Statt Stauung wird Longitudinalzug vorherrschend, damit in Zusammenhang Querklüftung, raschere Bewegung und Abbrechen, wo das Eis frei ohne Gegendruck zusammenbrechen kann. Ob über dem Meergrund oder über einer Felswand das freie Abbrechen eintrete, ist kein wesentlicher Unterschied.

Nun kommt aber noch ein Moment hinzu, welches wir bisher verschwiegen haben. Wir werden im Abschnitt über die Schwankungen im Gletscherstande zeigen, dass 1. mit dem Wachsen des Gletschers die Geschwindigkeit

wächst, mit dem Schwinden abnimmt, und 2. dass bei grössern Gletschern nicht notwendig immer alle Teile gleichzeitig schwinden oder wachsen. Wir könnten deshalb annehmen, dass bei dem gleichen Gletscher in gewissen Perioden Geschwindigkeitszunahme nach unten, in anderen Abnahme stattfinde. Prüfen wir hierauf die freilich ungenügenden Beobachtungen, so finden wir, dass 1840 bis 1846 bei Vorrücken des Endes das Mer de Glace nach unten beschleunigte, der Aargletscher verzögerte Bewegung zeigt. Wenn sich hiernach das Verhältnis durch die Schwankungsperiode wahrscheinlich doch in der Regel nicht umkehrt, so wird es sich doch gewiss quantitativ verändern. Systematische Beobachtungen in dieser Richtung fehlen bis jetzt, wir erwarten solche in der Zukunft von der Rh. Verm.

4. **Seitenbewegung.** Sehen wir einen Moment von der Abschmelzung ab, so wird für den Gletscher wie für jeden Strom bei konstanten Verhältnissen der Satz gelten müssen, dass an jeder Stelle das Produkt aus Geschwindigkeit und Querschnitt konstant sei. Vermindert sich die Geschwindigkeit gegen das Ende hin, so ist dies nur denkbar, indem man annimmt, dass das nachdrängende Eis das Eis der tiefern Teile zum seitlichen Ausweichen und dadurch zur Querschnittvergrösserung zwinge. Wir besitzen Messungen, welche eine solche Seitenbewegung für die dem Rande nähern Teile des Gletschers darthun. Es hat sich gezeigt, dass die verschiedenen Pfähle eines Querprofiles auf dem Eise im Laufe der Zeit oft nicht mehr parallel, sondern thalwärts fächerförmig sich fliehend vorrücken und dadurch gleichzeitig gegen die Thalwände etwas in die Höhe gedrückt werden. Am Rande des Aargletschers am Fusse des Pavillon Dollfuss fanden Dollfuss und Desor (Ag. 498 etc.) Juli und August 1845 folgende Bewegungskomponenten als tägliches Mittel:

Longitudinal	0,018 m
Transversal	0,010 „
Vertikal (Hebung) . .	0,006 „

An einer etwas weiter thalaufwärts gegen Mieselen gelegenen Uferstelle fanden sie:

Longitudinal	0,016 m
Transversal	0,013 „
Vertikal	0,003 „

Stets herrscht noch die longitudinale Bewegung vor, die vertikale ist am geringsten.

Schlagintweit beobachtete hie und da ähnliche von der Gletscherachse seitlich ausweichende Bewegungen, so:

	Longitudinal m	Transversal m
Pasterzengletscher . . .	0,033	0,0063
Hintereisgletscher . . .	0,076	0,002

Sèvé sind die Transversalbewegungen an den norwegischen Gletschern nicht entgangen, er hat sie teils durch die zunehmende Entfernung der Pfähle, teils durch hierfür konstruierte Seitenpfahlreihen bestimmt, er spricht aber nur von Bewegungen gegen die Ufer hin.

Sehr stark werden die Transversalbewegungen, wenn ein Gletscher aus enger Schlucht in eine Thalerweiterung tritt oder wenn durch Abnahme der Böschung des Bettes eine vermehrte Stauung von hinten entsteht. Die Bewegungsfäden divergieren dann rasch und die longitudinale Geschwindigkeit nimmt ebenso rasch ab.

Wenn die Bewegung eines Gletschers nach unten zunimmt, statt wie gewöhnlich abzunehmen, dann entsteht keine seitlich ausquetschende Stauung, sondern vielmehr ein Ziehen der Bewegungsfäden gegen die Mitte hinein. Nach Schlagintweit ist die Bewegung gegen die Mitte hin sehr verbreitet (p. 117), sie führt oft zu einem fetzenförmigen Zerren der Randschuttmassen (Moränen) gegen die Mitte hin, während die Bewegung gegen den Rand umgekehrt die Tendenz hätte, die Mitte des Gletschers von Schutt zu reinigen und denselben gegen den Rand zu drängen.

Soweit bis jetzt am Rhonegletscher die Beobachtungen (Rh. Verm.) reichen, laufen die Bewegungsfäden der

Gletscherlängenachse meistens nahezu parallel (vergl. Taf. II), unterhalb eines Vorsprunges der seitlichen Gehänge aber, im sogenannten „gelben Profil“ oberhalb des Sturzes am linken Rande findet eine sehr starke seitliche Bewegung statt, so dass für einige Punkte die seitliche Komponente so gross wie die thalwärts gerichtete, nämlich per Jahr 25 m werden kann. In diesen Winkel hinein wird dann auch massenhaft Moränenschutt zusammengedrängt, erinnernd an einen Fluss, der in einem solchen Winkel sein Treibholz anhäuft.

Mit Ausnahme einzelner Randpartien gehen die einzelnen Eisteile auch beim Aargletscher und anderen einander parallel zu Thale.

Die Erscheinungen der Transversalbewegungen sind bisher noch nicht genügend systematisch messend verfolgt worden, namentlich wissen wir nicht, wie weit sie gegen die Mitte hineinreichen können. Ob vielleicht in der Mitte wie hie und da am Rande eine vertikale Bewegung stattfinde, welche nicht absolut, aber relativ zur Unterlage ein Steigen und Schwellen der Eismasse andeutet, ist eine bisher noch nicht untersuchte, aber für die Theorie der Gletscher (Forels Anschauung) sehr wichtige Frage. Ingenieur Held (Rh. Verm.) glaubt, dass die Bewegungen gegen die Seiten hinaus nur Zeiten starker Zunahme der Gletscher angehören. Jedenfalls werden sie in solchen viel merklicher sein, als gewöhnlich. Vielleicht wechselt die Transversalbewegung je nach der Zeit und deren Verhältnisse bei einem und demselben Gletscher ihren Sinn, oder kann auch zeitweise ganz fehlen.

5. Die Gletscherbewegung **in der Tiefe des Gletschers** ist nicht leicht zu messen. Die Vermutung, um nicht zu sagen die Gewissheit liegt auf der Hand, dass nach der Tiefe eine ähnliche Verzögerung der Bewegung eintreten müsse, wie nach der Seite. Ob dieselbe aber in verschiedenen Teilen eines Gletschers verschieden stark ist, wie sie sich zur Verzögerung nach dem Rande verhält etc., weiss man bis jetzt nicht, weil die Beobach-

tungen hierüber allzu vereinzelt und zudem lokal stark beeinflusst sind.

Forbes hat 1846 an einer Spaltenwand des Glacier des Bois (unterster Teil des Mer de Glace) oben eine $^{8}/_{5}$ mal so grosse Bewegung wie unten gemessen. Martins (Ag., Syst. 522) beobachtete im August 1846 am Grünberggletscher (Hängegletscher an der Seite des Unteraargletschers), dass 8,22 m tiefer die Bewegung täglich um 0,0111 m geringer als an der Oberfläche war.

Im August 1857 gelang es Tyndall, an einer Eiswand, welche damals an der Ostseite des Glacier du Géant entblösst war, die tägliche Geschwindigkeit thalauswärts zu bestimmen mit:

Oberer Rand der Eiswand . . .	0,1524 m
Mittlerer Teil „ „ . . .	0,1143 „
Fuss der Eiswand (ca. 42 m tiefer)	0,0650 „

Schon auf eine Tiefe von 50 m hatte in diesem Falle die Bewegung auf die Hälfte abgenommen. Leider gibt Tyndall nichts Genaueres über die Lage dieser Eiswand zum Gletscher an. Sèvé fand, dass ein Punkt in einer 18 m tiefen Längsspalte des Böiumbrae per Tag sich um 0,05 m langsamer thalauswärts bewegte, als der obere Rand der Spalte.

Noch andere ähnliche Angaben betreffen alle isolierte Wahrnehmungen. Agassiz hat in ein tief gebohrtes Loch einen in Stücke zerschnittenen Holzstab eingeführt, in der Hoffnung, die verschiedenen Stücke aus den verschiedenen Tiefen würden später in veränderten Lagen wieder aufgefunden und Kunde der Differentialbewegungen nach der Tiefe geben. Leider sind die Stabstücke nicht wieder aufgefunden worden. Wir wissen nicht sicher, ob nicht unter gewissen Umständen die Ausquetschung tieferer Teile durch die Last von oben die Bewegung unten vermehrt, ebenso wissen wir nicht, ob das Bewegungsverhältnis von oben und unten mit der Jahreszeit in ähnlicher oder, wie man eher vermuten kann, in anderer Weise beeinflusst wird, wie das Bewegungsverhältnis von Mitte und Rand an der Oberfläche.

6. Mit **„Migration du centre"** bezeichnet Agassiz die Thatsache, dass auf dem Unteraargletscher die stärkste Bewegung in einem Querprofile nicht immer in der Mitte des Gletschers liegt. Auf dem obern Teil vom Abschwung abwärts liegt die grösste Bewegung rechts, im untern Teil hingegen links von der Mittelmoräne. Agassiz konstatiert ferner, dass dem entsprechend die Abnahme der Geschwindigkeit vom Orte grösster Bewegung gegen die Ufer ungleich sei. Auch Schlagintweit hebt hervor, dass die Bewegungsrichtung der Gletscher in der Regel, aber nicht immer mit der Längsachse zusammenfalle. Erst Tyndall hat den Zusammenhang dieser Erscheinung mit der Thalform und somit mit dem Laufe des Gletschers in aller Schärfe hervorgehoben. Er mass 1857 die Bewegung auf verschiedenen Querprofilen des Mer de Glace und fand dabei, dass:

a) An denjenigen Stellen, wo das Thal und mit ihm der Gletscher im Grundriss einen Bogen beschreibt, jeweilen die ganze der konkaven Thalseite anliegende Hälfte des Gletschers sich im Durchschnitt wesentlich rascher bewegt, als die der konvexen Thalseite anliegende Gletscherhälfte.

b) Dass dem entsprechend auch der Punkt grösster Geschwindigkeit stets der konkaven Thalseite näher rückt.

c) Dass da, wo der Sinn der Krümmung wechselt (an den Wendepunkten der Krümmung), die Maximalgeschwindigkeit in der Mitte liegt und beide Gletscherhälften sich ungefähr gleich schnell bewegen.

Verbinden wir auf einem Gletscher, der durch ein serpentinenförmig gewundenes Thal geht, die Punkte grösster Geschwindigkeit in den verschiedenen Querprofilen miteinander, so erhalten wir mit Tyndall den geometrischen Ort der Bewegungsmaxima in Form einer Schlangenlinie, welche in gleichem Sinne wie das Thal und wie die geometrische Mittellinie des Gletschers aber bedeutend stärker links und rechts ausgebogen ist und stets an den Wendepunkten der Krümmung die geometrische Mittellinie des Gletschers schneidet. Wir sehen hier vor uns das gleiche Gesetz, welches die Ser-

pentinen der Flüsse regiert und durch das Andrängen des Wassers an die konkaven Ufer dort viel stärkere Erosionen bedingt als an dem konvexen Ufer.

Die von Agassiz nachgewiesenen Thatsachen des Unteraargletschers stimmen mit diesem Gesetze genau überein. An verschiedenen norwegischen Gletschern, besonders am Tunsbergdalsbrae, hat Sèvé ebenfalls durch Messung direkt bewiesen, dass bei Biegungen der Längenachse das Maximum der Geschwindigkeit gegen die konkave Thalseite verschoben ist. Die Rhonegletschervermessungen haben übereinstimmend das gleiche Resultat ergeben (Taf. II).

Wenn wir von einem guten Uebersichtspunkte aus einen in gewundenem Thale fliessenden Gletscher betrachten (Fieschergletscher und Aletschgletscher, Rhonegletscher, Corbassièregletscher etc. im Wallis, Hüfigletscher (Uri), Mer de Glace, Unteraargletscher etc.), so können wir das Serpentinengesetz schon sehr deutlich aus dem Verlauf der Ogiven und Schmutzbänder oder der Mittelmoränen und selbst aus der Gestalt der Oberfläche erkennen. Meine bezüglichen Messungen und Beobachtungen haben noch folgende Sätze ergeben:

a) Die Bewegungsrichtung der einzelnen Eisteilchen in den mittlern Regionen der Gletscheroberfläche, angedeutet durch die Mittelmoränen, liegt an jeder Stelle zwischen der Richtung der geometrischen Mittellinie des Gletschers und derjenigen der Kurve der Bewegungsmaxima.

b) Diejenigen Stellen, wo die Bewegungsmaxima dem Ufer am nächsten liegen, befinden sich bei einigermassen regelmässigen Thalbogen stets in der untern Hälfte des zwischen zwei Wendepunkten eingeschlossenen Bogens.

c) Diejenigen Stellen, wo der geometrische Ort der Bewegungsmaxima die geometrische Mittellinie schneidet, liegen stets etwas thalauswärts verschoben von den Krümmungswendepunkten der letztern.

d) Die Wölbung der Gletscheroberfläche folgt mit ihrer Rückenlinie annähernd genau der Kurve der Be-

wegungsmaxima; man erkennt hieran schon aus der Entfernung, wie sich der Stromstrich des Eises von einer Thalseite gegen die andere wirft. In der grossen Oberflächengestaltung hat die Mechanik des Eisstromes oft noch das Uebergewicht über die Abschmelzung.

7. Es ist uns schon in unserer bisherigen Betrachtung nicht gelungen, **die Beziehungen zwischen der Bewegung und der Böschung des Untergrundes** zu verschweigen. Wir haben gesehen, dass dem normalen Verhältnis entgegen nach unten die Geschwindigkeit zunimmt, wenn die Böschung zunimmt. Sehr deutlich zeigt sich diese Zunahme beim Pasterzengletscher, wo sie nur auf die Zunahme der Böschung zurückgeführt werden kann, da im übrigen das Thal regelmässig ist. Nähert sich ein Gletscher einer Steilterrasse, so nimmt, wie z. B. Ingenieur Held am Rhonegletscher beobachtet hat, seine Bewegung offenbar schon zu, bevor sein Fuss den obern Rand überschritten hat, denn der Gegendruck von unten nimmt dort ab und diese Veränderung macht sich weiter hinauf fühlbar. Am Fusse einer Steilterrasse sehen wir jeweilen starke Verzögerung in der Bewegung. Da die Bewegung eine komplizierte Funktion vieler Grössen ist, und der Gletscher selbst eine genaue Bestimmung der Böschung des Untergrundes verhindert, ist es bisher nicht möglich, in Zahlen exakt den Einfluss der Böschung auf die Bewegung festzustellen; ebenso fehlen bis jetzt alle systematischen Untersuchungen über das Verhältnis von Fliessen und Gleiten bei verschiedener Böschung. Es ist zu vermuten, dass die beiden Arten der gleichzeitigen Bewegung in ungleichem Verhältnis von der Böschungszunahme beeinflusst werden. Wenig mächtige Gletscher werden leichter schon von geringen und kurz anhaltenden Böschungswechseln beeinflusst, mächtige Gletscher lassen an ihrer Oberfläche die kleineren Terrainunregelmässigkeiten nicht mehr, wohl aber deren grössere Züge fühlen.

Es sind mittelst einer in ihren Grundlagen durchaus irrigen Berechnung von Oldham (Phil. Mag. 1879) für

die Distanz, bis zu welcher Eis auf horizontalem Boden sich bewegen könne, Grenzwerte angegeben worden. Das grönländische Binneneis lehrt, dass grosse Mächtigkeit die geringe Böschung in ihrer Wirkung leicht zu übertreffen vermag. Wenn wir die bewegte ablatierende Gletscheroberfläche auf 100 km Distanz mit weniger als 1^{0} geneigt sehen, können wir dem Untergrund fast gar keine Böschung mehr zuschreiben. Direkte Messung, ferner die thalauswärts emporsteigende Lage der Gletscherschrammen an im Wege stehenden Felsklippen, das Erscheinen von Grundmoränenblöcken an der Randoberfläche des Gletschers am Ufer von Felsklippen (z. B. Jensens Nunataker in Grönland) beweisen, dass das Eis lokal auch aufwärts fliessen kann, so gut wie z. B. die Wasserteilchen von einem Seegrunde nach dem Ausfluss hinaufsteigen. Für die Bewegung kann weder die Oberflächenböschung allein, noch die Böschung des Untergrundes massgebend sein, sondern seine Bewegung wird abhängen von der Böschung vom Schwerpunkte des obersten nach demjenigen des untersten Querprofiles. Da diese nach unten durch Ablation erniedrigt werden, so kann sich der Gletscher auf Böschungen bewegen, auf welchen er ohne Ablation stille stehen müsste. Bisher ist noch kein einziger stichhaltiger Grund dagegen gegeben worden, dass Gletscher sich auf horizontaler Unterlage zu bewegen vermögen.

8. **Das Verhältnis der Form und Grösse des Querschnittes zu der Geschwindigkeit** lässt sich im allgemeinen wohl feststellen, aber auch hier stossen wir wieder auf die Unmöglichkeit, genaue Querschnittsbestimmungen auszuführen.

Im allgemeinen lassen sich folgende Gesetze nachweisen:

a) Wie bei Flüssigkeiten, so verhält sich auch beim Gletscher an den verschiedenen Querschnitten die Geschwindigkeit umgekehrt wie der Querschnitt, wobei freilich die im Verlauf der Gletscherzunge wachsende Abschmelzung eine Modifikation erzeugt, die in jedem einzelnen Fall auf Grundlage von Messung numerisch

bestimmt werden kann. Aus diesem Gesetze leiten sich die beiden folgenden ab:

b) Die Geschwindigkeit nimmt unter sonst gleichen Bedingungen wie bei Flüssen mit der Grösse des Querschnittes zu.

c) Die Geschwindigkeit nimmt wie bei Flüssen mit der Koncentration des Querschnitts zu.

Als Belege für b) können die Geschwindigkeiten an den verschiedenen Querprofilen des Unteraargletschers gelten, weil das Thal nach Form und Böschung von seltener Regelmässigkeit ist. Aus den Untersuchungen von Agassiz, 1843 bis 1846, stellen wir zusammen:

Station	Breite des Eisstromes m	Wahrsch. Tiefe des Eisstromes m	Wahrsch. Querschnittfläche m^2	Jährl. Geschwindigkeit in der Mitte m	Tägliche Geschwindigkeit in der Mitte m
Bärenritz . . .	650	100 bis 125	50000	ca. 36	0,1059
Brandlamm . . .	1080	250 „ 300	205200	„ 56	0,1547
Pavillon Dollfuss .	1150	350 „ 375	338400	„ 69	0,1850
Hôtel des Neuchât.	1450	400 „ 475	385200	„ 76	0,1968

Die Thatsache, dass alle in ganz regelmässigem Thale fliessenden Gletscher nach unten eine Abnahme der Schnelligkeit zeigen, ist wohl in der Hauptsache ein Ausfluss des Gesetzes, dass die Geschwindigkeit mit der Querschnittsgrösse abnimmt.

Gletscher II. Ordnung haben fast alle viel steilern Untergrund als die Thalgletscher. Sie bewegen sich aber dennoch langsamer als diese, was nur die Folge ihrer geringen Mächtigkeit sein kann, welche die Reibung am Untergrunde stärker durch die ganze Masse hindurch zur Geltung bringt und die Masse selbst steifer lässt. Ueber die Hochgletscher haben wir besonders von Desor und auch von Schlagintweit eine Anzahl von Messungen. Ich greife einige derselben für die nachfolgende Tabelle heraus. Je gewaltiger die Gletscher werden, desto flachere Böschung nehmen sie an und desto schneller und regelmässiger wird ihre Bewegung. Die grössere Mächtigkeit bei Thalgletschern übertrifft in ihrer Wirkung meistens die geringere Neigung.

a) Hängegletscher des Unteraargebietes.

Gletscher	Querschnitts-grössen	Neigung[1])	Mittl. tägl. Bewegung
Hinterer Triftgletscher	—	O. = 25°	0,042
Triftgletscher . . .	—	O. = 20 bis 25°	0,077
Zuckerstockgletscher .	—	O. = 30 bis 50°	0,058
Silberberggletscher .	—	—	0,042
Grünberggletscher . .	25 m dick	O. = 30 bis 31°	0,035

b) Thalgletscher der Alpen und Norwegens.

Gletscher	Querschnitts-grössen	Neigung	Mittl. tägl. Bewegung
Unteraargletscher .	300 m dick	O. = 3°, G. = 0° 26′	0,210
Mer de Glace . .	über 300 m dick	O. = 4 bis 6°	0,25 bis 0,60
Pasterzengletscher .	—	O. = 2 „ 8°	0,282
Böiumgletscher . .	600 m breit	O. = 10°	0,207 bis 0,546
Tunsbergdalsgl. .	über 200 m dick	ganz flach	0,144 bis 0,395

c) Grönländische selbständige Gletscher der Randzone.

Gletscher	Querschnitts-grössen	Neigung	Mittl. tägl. Bewegung
Auf Nugsuak, Disco etc.	30 bis 50 m dick	O. = 2 bis 30°	0,05 bis 0,30

d) Ausläufer des grönländischen Binneneises.

Gletscher	Querschnittsgrössen	Neigung	Mittl. tägl. Bewegung
Zahlreiche Gletscher	mehrere hundert m dick, mehrere tausend m breit	O. = 1/2 bis 2°	3,0 bis 23,0

Leider fehlen bisher Messungen aus dem Innern des offenen grönländischen Binneneises. Die Bewegung ist zwar an den äussern Erscheinungen sofort zu erkennen, allein zur Messung fehlen die Fixpunkte. In der Nähe der Nunataker sind die Bewegungserscheinungen wiederum nicht die normalen des offenen Eismeeres.

Die norwegischen und alpinen Thalgletscher und auch manche Gletscher der grönländischen Randzone verhalten sich ganz ähnlich. Alpine norwegische und grönländische Hängegletscher zeigen wiederum bei zahlreichen lokalen Modifikationen unter sich eine im allgemeinen geringere Geschwindigkeit. Die gewaltigen in Grönland

[1]) O. = Oberfläche des Gletschers. G. = Grund des Gletschers.

gemessenen Geschwindigkeiten und die auf viele Tagreisen Länge sich gleich bleibenden kaum merklichen Neigungen gehören alle nur den Ausläufern des Binneneises an. Wir ziehen hieraus den Schluss, dass diese erstaunlichen Geschwindigkeiten durch keinerlei klimatische Einflüsse direkt bedingt sind, sondern zurückgeführt werden müssen auf die Grösse und Koncentration des Querschnittes. Es folgt hieraus zugleich, dass auch den vorhistorischen Gletschern der Alpen trotz vielfach geringer Neigung des Untergrundes eine viel grössere Geschwindigkeit als den jetzigen zugedacht werden muss. Aus obiger Tabelle sehen wir, dass beim Unteraargletscher im Vergleich zum Grünberggletscher, welche beide dicht nebeneinander liegen, die 15mal grössere Tiefe des èrstern Eisstromes den Einfluss der 10mal stärkern Neigung bei dem letztern weit übertrifft, so weit, dass die Bewegung trotz dem flachen Grunde fast 4mal schneller wird. Die Mächtigkeit des Gletschers ist also einer der wichtigsten Faktoren seiner Bewegung, und namentlich ist er unter den meisten jetzt vorkommenden Verhältnissen stärker als der Faktor: Neigung des Untergrundes.

Eine Substanz, welche nahe der Grenze der Beweglichkeit durch ihre eigene Schwere steht, muss die Masse in ihren Strömungen noch viel intensiver bedingend fühlen, als eine leichter bewegliche Flüssigkeit. Viele Körper sind in geringen Dimensionen fest duktil, in grossen hingegen überwindet die eigene Last die innern Widerstände. Aus frischem Töpferthon kann man einen kleinen Gegenstand ohne besondere Stütze modellieren, eine lebensgrosse Statue aber sinkt ohne innere Stützvorrichtungen in sich selbst langsam zusammen, und einige tausend Kubikmeter von Thon von gleicher Konsistenz fliessen abwärts, sie bringen die Beweglichkeit der Teilchen in vollem Masse zur Geltung. Ich bin der Ueberzeugung, dass, wenn wir eine genügend mächtige Masse von Blei auf einen etwas steilen Thalboden bringen könnten, durch seine eigene Last auch das Blei eine den Gletschern nachgebildete Bewegung, Spaltung etc. zeigen

würde; es müsste ein Bleistrom entstehen. Grössere eigene Masse überwindet die innern Widerstände besser und steigert die Bewegung.

Die Geschwindigkeit nimmt ferner zu mit der Konzentration der Querschnitte, oder wir können uns auch so ausdrücken: Je grösser die Querschnittfläche im Verhältnis zu ihrem am Untergrunde reibenden Umriss ist, desto grösser wird die Bewegung.

Ein ausgezeichnetes Beispiel hierfür bilden der Glacier du Géant und Glacier de Léchaud oberhalb und unterhalb des Tacul miteinander verglichen. Der erstere bewegt sich mit ca. 0,323 m per Tag und hat ca. 1000 m Breite, der letztere hat 0,241 m tägliche Bewegung und etwa 750 m Breite. Von den höhern Thalbetten kommt also im ganzen am Tacul ein Eisstrom von 1750 m Breite zusammen. Etwa 1000 m unterhalb, also da, wo Géant und Léchaud als ein vereinigter, zusammengesetzter Gletscher fliessen, müssen sie sich durch die Thalform bedingt auf 875 m, d. i. auf genau die Hälfte der Breite einengen. Dabei zeigt sich, dass der nach Bewegung und Breite schwächere Léchaudgletscher verhältnismässig mehr zusammengepresst wird als der Glacier du Géant: Während ihr Breitenverhältnis vor dem Zusammenfluss 4 : 3 war, wird es nun, wie die Lage der Mittelmoräne zeigt, nahezu 2 : 1. Die Böschung der Oberfläche thalauswärts nimmt ab, indem der zusammengesetzte Eisstrom tiefer wird. Gleichzeitig steigert sich die Bewegung auf über 0,5 m täglich, das ist nicht viel weniger als das Doppelte der früheren.

Der Gornergletscher am Monte Rosa ist aus fünf starken Eisströmen zusammengesetzt, die zum Teil ihrerseits selbst wieder zusammengesetzt sind. Sie haben, bevor sie sich vereinigen, folgende Breiten:

Gornergletscher	1500 m
Lysgletscher	1500
Schwärzegletscher	600
Breithorngletscher	800
Klein-Matterhorn- und Theodulgletscher	800
Summe	5200 m

Zwischen Leichenbretter- und Riffelhorn wird der zusammengesetzte Eisstrom zunächst auf 1000 m, bald auf 500 m, d. i. auf weniger als $^1/_{10}$ zusammengedrängt. Vor der Verengerung ist der Gletscher so sehr in dem weiten Thalbecken durch seitliche Kompression und die damit verbundene Zunahme an Tiefe gestaut, dass die Böschung thalwärts an der Oberfläche des Eisstromes auf volle 4500 m Länge nur noch etwa 100 m, also = $^1/_{45}$ beträgt, und sogar auf etwa 300 m Länge negativ wird, während sehr wahrscheinlich der Untergrund mehrere Grade thalauswärts geneigt ist. Im breiten Teil der eiserfüllten Thalmulde ist die Bewegung sehr gering, wie dies aus dem fast vollständigen Mangel an Spalten hervorgeht. Dann aber beim Eintritt in die Verengerung nimmt der Gletscher grosses Gefälle an und zerreisst in tausende von Spalten, die sich durch die rasche Bewegung bilden. An der engsten Stelle ist die Zerrissenheit am stärksten, die Böschung am steilsten. Wie ein Fluss staut sich der Gletscher vor der Thalenge, und bildet dann in derselben eine Art Stromschnelle. Was für den Fluss der Schaum, bedeuten für den Gletscher die Spalten. Die einzelnen Zuflüsse werden in der Thalenge nicht proportional in ihrer Breite verengt. Derjenige Arm, welcher im besondern den Namen Gornergletscher führt, wird von den seitlich mit grösserem Gefälle gegen ihn mündenden anderen Zuflüssen völlig überflutet, so dass er an der Oberfläche fast verschwindet. Leider haben wir bis jetzt über solche Stellen keine vollständigen systematischen Geschwindigkeitsmessungen.

Ein Fall ausserordentlicher Querschnittseinengung betrifft den Suldnergletscher in der Ortelergruppe. Der aus drei weiten Becken kommende, in der Gegend der Firnlinie noch über 6000 m breite Eisstrom muss sich fast plötzlich auf weniger als 350 m Breite zusammendrängen, um sich nachher wieder etwas zu erweitern. Solche Fälle wären für Geschwindigkeitsmessungen, Beobachtungen über Struktur, Schichtung und Korn von besonderm Interesse. Mit dieser Gestaltung, die eine Konzentration des Abflusses aus den Firnmulden in engen

Kanal bedeutet, mögen die raschen bedeutenden Schwankungen dieses Gletschers zusammenhängen.

Die Oetzthalergruppe weist im Gurglergletscher noch einen anderen ganz besonders merkwürdigen Fall auf. Sonklar schreibt hierüber:

„Wenn sich bei jedem anderen Gletscher, den ich bisher gesehen, die einzelnen Zuflüsse unter einander sehr bald über den Anteil an dem gemeinschaftlichen Bette, der jedem einzelnen zukommt, verständigen und deshalb friedlich neben einander hinziehen, so ist dies bei dem Gurglergletscher durchaus nicht der Fall. Hier stehen die einzelnen Zuflüsse bis nahe zum Gletscherausgange hin in fortwährendem Kampfe mit einander. Bald ist die eine Gletscherseite eben und kompakt und die andere unter fast plötzlichem Uebergange zu hohen, wild verschründeten Kämmen aufgestaut, welches Verhältnis sich bezüglich der beiden Gletscherhälften eine kurze Strecke abwärts umkehrt, bald scheint der linke Hauptteil gänzlich zu verschwinden, während der rechte als breiter, hochgewölbter Rücken fast das ganze Gletscherbett beherrscht; bald erhebt sich, und dies ist besonders auffallend, aus dem Thale zwischen zwei Eisrücken, beiläufig nach der Weise eines Schuttkegels, ein neuer rätselhafter Rücken, der fortan sichtlicherweise ein wichtiger Bestandteil des Gletschers bleibt u. s. f. — Bei dieser anscheinenden Verwirrung in den Erscheinungen seiner Oberfläche bildet der Gurglergletscher einen merkwürdigen Gegenstand für das Studium über die Struktur der Gletscher.“ Es liegt auf der Hand, dass diese Erscheinung des abwechselnden Neben- und Uebereinander der verschiedenen Zuflussteile ihre Begründung in unter dem Gletscher teilweise getrennt in wechselnder Tiefe sich fortsetzenden, tiefen Thalrinnen der einzelnen Zuflussgebiete haben muss, welche deren individuelles Verhalten bedingen. Wir bedauern nur, dass Sonklar seine Strukturbeobachtungen am Gurglergletscher, auf die er hinweist, nicht mitteilt.

Der Walliser Fiescherfirn und der Studerfirn haben je 900 m Breite vor ihrer Vereinigung zum Fiescher-

gletscher, der sofort ziemlich steil bei blos 750 m Breite thalwärts steigt. Die Geschwindigkeit der einzelnen Arme oberhalb ihrer gemeinschaftlichen Einengung ist nach meiner Messung nicht halb so gross, wie diejenige des Fieschergletschers selbst, der sich übrigens durch seine entsetzliche Zerrissenheit in seinem ganzen Laufe als Eisstromschnelle charakterisiert.

Wenn umgekehrt ein Gletscher aus einem engen Thalkanale in eine Erweiterung tritt, dann breitet er sich seitlich aus, während die Tiefe des Eisstromes abnimmt. Damit aber verzögert er rasch seine Bewegung. Solche Verzögerung ist hie und da schon ohne Messung an der Abnahme der Distanz von Schmutzbändern und an der geringern Zerklüftung zu erkennen. Die geringe Bewegung im Fusse des Rhonegletschers, Arollagletschers, in der Mitte des Triftgletschers etc. können wir freilich nicht als reine Beispiele hierher setzen, weil dort zugleich in der oben liegenden Thalverengerung auch die Böschung viel grösser ist.

9. **Die Veränderung der Gletscherbewegung mit der Jahreszeit.** Saussure hatte (Voyages, §. 538) aus den winterlichen Eisstürzen des Biesgletschers am Weisshorn (Wallis) schon den Schluss gezogen, dass die Gletscherbewegung auch im Winter andaure. Dennoch war unter den Gletscherforschern noch 1830 bis 1842 die Meinung verbreitet, die Gletscher müssten im Winter durch Frost ganz steif werden. Allein die Beobachtung, dass oft im Laufe des Winters das Ende vorrückt, sowie die nachfolgenden genauen Messungen lehrten bald das Gegenteil. Wir geben zuerst die Beobachtungen:

Forbes bestimmte 1842 bis 1843 am Mer de Glace gegenüber dem Montanvert folgende mittlern täglichen Bewegungen:

Juni 29 bis Sept. 28	0,442	Verhältnis von Maximum (März) zu Minimum (Nov.) ca. = 100 : 77
Okt. 20 „ Dez. 12	0,402	
Dez. 12 „ Febr. 17	0,345	
Feb. 17 „ April 4	0,451	
Apr. 4 „ Juni 8	0,412	

Nur 1000 m vom Ende des Mer de Glace (Glacier des Bois unter dem „Chapeau") fand Forbes in der Mitte:

	Jahreszeit	Tägl. Bewegung m	
1844.	Okt. 2 bis Okt. 14	0,812	
	Okt. 14 „ Nov. 2	0,706	
	Nov. 2 „ Nov. 19	0,614	
	Nov. 19 „ Dez. 4	0,299	
	Dez. 4 „ Jan. 7 (1845)	**0,290**	Minimum
1845.	Jan. 7 „ Feb. 18	0,367	
	Feb. 18 „ März 18	0,431	
	März 18 „ April 17	0,430	
	April 17 „ Mai 17	0,571	
	Mai 17 „ Mai 31	0,939	
	Mai 31 „ Juni 19	0,975	
	Juni 19 „ Juli 4	1,016	
	Juli 4 „ Juli 18	**1,828**	Maximum
	Juli 18 „ Aug. 6	1,244	
	Aug. 6 „ Okt. 8	0,906	
	Okt. 8 „ Nov. 8	0,924	
	Nov. 8 „ Dez. 21	0,784	
	Jahresmittel	0,743	

Verhältnis von Maximum (Juli) zu Minimum (Dezember) ist hier = 100 : 22. An dem untern schwächer gewordenen zerrissenen, in steilem Bette gehenden Teil des Gletschers ist also der Einfluss der Jahreszeit viel stärker, als bei vollerm kompakterm Eisstrome.

Pfarrer Ziegler in Grindelwald bestimmte 1842 auf 1843 an einem Pfahle, welcher 65 m oberhalb des Endes in den untern Grindelwaldgletscher eingerammt war, folgende mittlere tägliche Bewegungen:

Nov. 21 bis Dez. 27	0,063	Verhältnis von Maximum (März) zu Minimum (Dez.) ca. = 100 : 25 = 4 : 1
Dez. 27 „ Jan. 29	0,053	
Jan. 29 „ März 10	0,110	
März 10 „ Mai 1	0,207	

Eine vollständige Beobachtungsreihe lieferten 1845 auf 1846 Agassiz und Genossen vom Unteraargletscher an einer Stelle ca. 6800 m vom Ende entfernt.

Jahreszeit	Mittlere tägliche Bewegung: Mittel aus 19 Pfählen	Mittlere tägliche Bewegung: 1 Pfahl in der Mitte		Verhältniszahlen
Juli 21 bis Aug. 16	0,170	0,223		
Aug. 16 „ Sept. 6	0,169	0,198	0,208	61
Sept. 6 „ Sept. 12	0,206	0,267		
Sept. 12 „ Sept. 24	0,118	0,212		
Sept. 24 „ Okt. 23	—	0,194		
Okt. 23 „ Dez. 19	—	0,153	0,160	47
Dez. 19 „ Jan. 11	—	**0,183**		
Jan. 11 „ Jan. 19	—	0,256		
Jan. 19 „ Febr. 17	—	0,279		
Febr. 17 „ März 3	—	0,231	0,228	67
März 3 „ März 17	—	0,204		
März 17 „ April 17	—	0,183		
Apr. 17 „ Mai 30	—	**0,374**		
Mai 30 „ Juni 13	—	0,343	0,341	100
Juni 13 „ Juni 22	—	0,330		
Juni 22 „ Juli 6	—	0,222		
Juli 6 „ Juli 18	—	0,165		

Das Verhältnis von Maximum (Mai) zu Minimum (Januar) ist hier ca. = 100 : 36.

Aus den weiter oben mitgeteilten Messungen von Tyndall geht für die Profile des Mer de Glace nahe Montanvert für die Mitte des Eisstromes nach der Jahreszeit die Variation von 100 : 54, für die Randzone 100 : 72 hervor. Wir haben schon früher gezeigt, dass der Unterschied in der Bewegung von Rand und Mitte mit der Grösse der Bewegung überhaupt zunimmt, also im Sommer grösser ist, als im Winter. Die Erscheinung in etwas anderer Form tritt uns hier entgegen, wo wir erkennen, dass die rascher fliessende Mitte stärker von der Jahreszeit beinflusst wird, als der langsamer sich bewegende Rand.

Als tägliches Mittel von sechs Gletschern der grönländischen Randzone, der Nuksuakhalbinsel ($70\frac{1}{2}{}^{\circ}$ N. Br.) angehörend, findet Steenstrup:

Sommer . . .	0,3004	Verhältnis von Maximum (Sommer) zu Minimum (Frühling) ca. = 100 : 25 = 4 : 1
Herbst . . .	0,1635	
Winter . . .	0,124	
Frühling . . .	0,076	

und speciell vom Kleinen Umiatorfikgletscher von dort: Sommer 0,300, Herbst 0,250,. Winter 0,128. Selbst bei bloss 30 m Eisdicke und einer Winterkälte von anhaltend — 20° hört die Bewegung niemals ganz auf, und stets fliesst selbst bei 600 m Meerhöhe Wasser unter dem Gletscher hervor.

Bis jetzt bestehen nur sehr wenige und nicht direkt exakt vergleichbare Messungen über die Veränderungen der Bewegung der grossen Binneneisausläufer nach den Jahreszeiten. Es sind die folgenden:

Itivdliarsukgletscher (70° 48′ N. Br.), tägliches Vorrücken in der Mitte des abbrechenden Endes:

Sommer 1876	14,398 m
April 1880	19,78
Mai 1880	9,599
4000 m weiter thalaufwärts . .	5,008

Jakobshavngletscher (4500 m breit, wenigstens 300 m dick) bei ca. 1000 m vom Rande:

Sommer 1875 (Helland) . . .	20,0 m
Frühling (März und April) 1880	ca. 15,0

Verhältnis von Sommer und Herbst (Maximum) zu Winter und Frühling (Minimum) = ca. 100 : 75.

Aus den vollständigern Zahlenreihen ersehen wir, dass die Bewegung der Gletscher im Laufe des Jahres oft unregelmässige Schwankungen macht, dass sie aber im allgemeinen vom Winter gegen den Sommer zunimmt, vom Sommer gegen den Winter abnimmt. Im Gegensatz zu den später zu behandelnden Schwankungen verschiedener Jahrgänge kann die regelmässige Geschwindigkeitsänderung mit der Jahreszeit nicht in ihrer Ursache in das Sammelgebiet hinauf verlegt werden, sie muss auf einem direkten innerhalb des gleichen Jahres überall wirkenden Einfluss beruhen. Besonderer Hervorhebung bedarf die auffallende Thatsache, dass die Bewegung im Winter nicht etwa stetig abnimmt bis zum ersten Eindringen von Schmelzwasser, sondern innerhalb des kältesten Winters im Monat Dezember oder doch im Januar schon wieder zu wachsen beginnt. In Grönland gestaltet sich

das Verhältnis etwas anders. Wenn dort das Maximum auf den Frühling fällt, so entspricht dies dem Umstand, dass dort der Sommer sich verspätet und der April oft der kälteste Monat ist.

Die grösste Gletscherbewegung in den Alpen fällt bei manchen Gletschern schon in den März, bei anderen in den Mai oder sogar in den Juli. Meistens scheint daran in höherm Masse die Individualität des Gletschers oder der betreffenden Stelle desselben als diejenige des Jahres schuld zu sein. Es sollte die gleiche Stelle verschiedener Gletscher während langer Reihen von Jahren geprüft werden, um die Ursache dieser Ungleichheiten zu finden. In den Alpen nähert sich die herbstliche Bewegung am meisten der mittlern.

Wenn wir die auf ihre Winterbewegung untersuchten Gletscher und Gletscherteile nach ihrer Mächtigkeit ordnen und die obigen Verhältniszahlen für Maxima und Minima der Bewegung desselben Punktes der Mitte nach der Jahreszeit beisetzen, erhalten wir folgende Tabelle:

1. Jakobshavngletscher (Binneneisausläufer von Grönland)	100 : 75
2. Unteraargletscher (Station Pavillon)	100 : 36
3. Mer de Glace (Montanvert)	100 : 77
4. Grönländische Gletscher der Randzone	100 : 25
5. Grindelwaldgletscher (unterer Teil)	100 : 25
6. Glacier des Bois (Mer de Glace unten)	100 : 22

Aus dieser Tabelle sind folgende Sätze ableitbar:

a) Je gewaltiger unter sonst gleichen Bedingungen der Gletscher, desto geringer der Einfluss der Jahreszeit auf die Bewegung (verglichen Nr. 1 mit 4, 3 mit 6, 2 mit 5).

b) Je steiler das Gletscherbett unter sonst gleichen Bedingungen, desto schwächer der Einfluss der Jahreszeit (vergl. 2 mit 3).

c) Im hohen Norden bei viel intensiverer Winterkälte ist der Einfluss der Jahreszeiten verhältnismässig grösser. Vergl. 1 mit 3 unter Berücksichtigung der viel gewaltigern Dimensionen von ersterem, 4 mit 5 und 6 unter Berücksichtigung dessen, dass die Dimensionen von

4 eher grösser, die Verhältniszahlen aber Durchschnitte von ganzen Jahreszeiten sind. Das absolute Maximum und Minimum wird bei 4 vielleicht ein Verhältnis wie 100 : 10 zeigen.

Systematische durchgreifende Versuche über die Winterbewegung der Gletscher fehlen uns noch; was wir haben, ist zu vereinzelt. Die genannten Sätze sind deshalb weniger als Resultate, vielmehr aber als Gesichtspunkte oder Fragen für künftige Untersuchungen anzusehen. Ich kann nicht verschweigen, dass nach den Messungen von Ingenieur Held (Rh. Verm.) am Rhonegletscher auffallenderweise die Bewegung in den heissesten Tagen des Juli 1883 genau gleich der mittlern Geschwindigkeit des ganzen Jahres war. Ferner reichen die bisherigen Beobachtungen durchaus noch nicht hin, zu entscheiden, welche der vielen Faktoren des Frühjahrs und Sommers die Beschleunigung, welche Faktoren des Winterklimas die Verzögerung bedingen. Ist dabei Wärme von oben, von unten, ist Schmelzwasser, ist atmosphärische Feuchtigkeit beteiligt; in welchem relativen Masse und durch welches mechanische Zwischenglied beeinflussen sie die Bewegung des Eisstromes? Die Versuche von Forbes, Agassiz, Schlagintweit etc. haben keinen scharfen Parallelismus mit dem Gang irgend eines dieser Klimafaktoren aufzudecken vermocht — es fehlt nirgends an Ausnahmen. Die oft ausgesprochene Meinung, dass ein Gletscher, wenn seine ganze Masse unter 0° gebracht würde, sich nicht mehr bewegen könnte, entbehrt jedes Beweises. Wir können nur sagen, dass Wärme und Durchtränkung die Beweglichkeit vermehren, Kälte und Mangel an Cirkulation in den Haarspalten den Gletscher steifer machen; eine nähere Präzision ist noch nicht möglich. Der Gletscher besitzt ein gewisses Phlegma. Ein Einfluss muss schon eine gewisse Zeit lang andauern, um eine merkliche Wirkung zu erzeugen, und zwar um so länger, je mächtiger der Gletscher ist. Vielleicht erscheint auch die Folge in der Bewegung verspätet, wenn die Ursache schon vorbei ist. Die kleinen Gletscher scheinen die Sanguiniker zu sein; sie reagieren rascher,

sie zeigen relativ grössere Ungleichheiten und raschere Wechsel als die grossen. Vielleicht würden systematische Beobachtungen an kleinern Gletschern, die in den Forschungen etwas allzusehr vernachlässigt worden sind, rascher die richtige Fährte weisen. Wir wissen ferner nicht, ob die verzögerte Winterbewegung vielleicht nur die obere Eisschicht betrifft und in einiger Tiefe der direkte Einfluss der Jahreszeit abnimmt. Dies messend zu ermitteln, ist eine weitere der zahlreichen Aufgaben für die Zukunft.

10. **Die Bewegungsänderung innerhalb kürzerer Zeiträume.** Agassiz suchte am Unteraargletscher einen Wechsel der Bewegung zwischen Tag und Nacht festzustellen, allein die Resultate waren vorwiegend negativ. Das Gleiche bestätigt Pfaff. Aus den Untersuchungen von Klocke und Koch am Morteratschgletscher, von Pfaff am Pasterzengletscher schien zuerst hervorzugehen, dass oft von einer halben Stunde zur andern Betrag und sogar Sinn der Bewegung sich unregelmässig ändern, allein eine sorgfältige kritische Diskussion hat die erstgenannten Forscher selbst überzeugt, dass die gefundenen Beträge der stündlichen Bewegungsunregelmässigkeiten alle innerhalb der Versuchsfehlergrenzen liegen. Zudem, und dies scheint mir der quantitativ noch durchschlagendere Umstand zu sein, war die Befestigung des Skalenpfeilers im Eise viel zu untief, um die Bewegung des Eisstromes von oberflächlichen Einflüssen auf die äussere gelockerte oder sich lockernde Kruste festzustellen. Sobald wir bloss diejenigen Messungen von Klocke, Koch, Pfaff oder von Forbes, Agassiz, Tyndall ins Auge fassen, welche Beträge sicherlich ausserhalb der Versuchsfehlergrenzen aufweisen, ist nichts mehr von rückläufigen Bewegungen, wohl aber eine stetige Thalwärtsbewegung zu finden. Mit Ausnahme ganz verlorener Winkel hart unter Felsvorsprüngen sind unregelmässige, mit den thalwärts gerichteten Bewegungen abwechselnd rückläufige Bewegungen an Gletschern noch nicht beobachtet worden, und thalauswärts aufsteigende Be-

wegungen gehören wahrscheinlich das eine Mal in geringen Beträgen nur der obern Eisrinde an, oder sie kommen durch besondere Hindernisse im Thalgrunde bedingt vorwiegend nur bei den tiefern Teilen der Gletscher vor. Es liegt mir fern, solche Bewegungsunregelmässigkeiten, wie sie zuerst aus den genannten Versuchen abgeleitet werden wollten, von vorneherein für unmöglich zu halten, allein die Beobachtungsmethode, welche sie, wenn vorhanden, nachzuweisen imstande ist, bleibt erst noch zu finden.

Als ich einmal am Hüfigletscher geduldig während etwa 8 Stunden fast alle Minuten durch das festgestellte Fernrohr im Fadenkreuz nach einem scharfen Signal auf der Gletschermitte schaute, konnte ich wie Forbes nur eine unmerklich langsame, gleichmässige Bewegung ohne Sprünge und ohne Stillstände wahrnehmen. Die tönenden plötzlichen Erschütterungen, welche man oft auf den Gletschern wahrnimmt, sind viel zu unregelmässig und zu spärlich, um direkt als wesentlicher Teil des Fliessens und Beweis für ruckweise Bewegung gelten zu können. Sie rühren von der Spaltenbildung her, sie sind eine Folge des Fliessens und haben nur für einzelne beschränkte Teile des Gletschers zugleich den Sinn von ruckweiser Bewegung thalauswärts. Das Fliessen der Gletscher ist stetig und leise, „der Gletscher wächst wie ein Kraut“, sagen die Alpenbewohner.

11. **Grössere Zeiträume** hingegen, so **die verschiedenen Jahrgänge, ergeben merkliche Bewegungsdifferenzen.** Wir verweisen in erster Linie auf die Seite 147 abgedruckte Tabelle von Agassiz. Der Einfluss der verschiedenen Jahre ist an den durch Reibung gestörten Rändern viel weniger deutlich wahrnehmbar als in den mittlern Teilen. Von den betreffenden Jahren hat 1843/44 die stärkste, 1844/45 die geringste Bewegung. Die mittlere tägliche Bewegung wurde für einen Block der Mittelmoräne des Unteraargletschers beobachtet, von Forbes für einen Block in der Nähe des Tacul auf dem Mer de Glace wie folgt:

	1842/43	1843/44	1844/45	1845/46
Unteraargletscher . . .	0,202	0,223	0,180	0,233
Mer de Glace	0,241	0,218	0,271	0,275

Hieraus ersieht man, dass die beiden Gletscher wenigstens an den betreffenden Stellen gar nicht in gleicher Weise von den Jahrgängen beeinflusst worden sind. Bei beiden fällt das Maximum auf 1845/46, allein die anderen drei Jahre laufen ganz unparallel.

Ein direkter Einfluss der Witterung war auch hier nicht festzustellen. Die Ursache hierfür liegt darin, dass die Bewegung einer bestimmten Stelle zu einer bestimmten Zeit nicht allein von den momentanen dort wirkenden Einflüssen, sondern ebensosehr von längst abgelaufenen Verhältnissen der höhern Regionen herrührt, in denen das betreffende Stück Gletscher entstanden und von denen es heruntergestiegen ist. Ist es von Geburt mächtiger als andere, so bewegt es sich auch etwas rascher als im entgegengesetzten Falle.

Es genügt, in diesem Abschnitte die Thatsache der Unparallelität konstatiert zu haben, das weitere über den Einfluss verschiedener Jahrgänge verschieben wir auf Abschnitt IX.

12. **Bewegung des Firnes.** Schon die Messungen von Forbes, Agassiz und Genossen haben ergeben, dass, wenn man von der Gletscherzunge gegen das Sammelbecken und die Firnmulde hinauf geht, die thalwärts gerichtete Bewegung abnimmt. Dies war auch vorauszusehen, denn der Schnee- und Eisstrom ist oben breiter, meist wohl auch seichter, und geht gewöhnlich durch weite Thalkessel, während in der Gletscherzunge das Querprofil weit konzentrierter ist. Die Spalten des Firngebietes zeichnen die Bewegungserscheinungen und ihre Modifikationen nach der Untergrundgestaltung auf das deutlichste nach.

Desor hat durch Messung direkt bestimmt, dass der Firn einer vom Escherhorn auf den Aargletscher hinabsteigenden engen Firnkehle folgende tägliche Bewegungen als Mittel vom 19. August bis 4. September 1844 zeigte:

	Böschung	Bewegung
Oben . .	43°	0,036
Mitte . .	40°	0,014
Unten . .	29°	0,007

Schlagintweit mass an weit offenen Firngehängen:

Herbst 1847 am Rotenkögel (Tirol)	0,005
Frühling 1848, Benediktenwand, 21° Neigung	0,009

Während die genannten Messungen sich auf Firnkehlen oder steilere Firngehänge beziehen, hat Pfaff im Juli 1875 in einer der Firnmulden des Aletschgletschers, wo offenbar in der Tiefe schon ein starker Eisstrom hinzieht, Messungen angestellt, welche ergeben haben:

	Tägliche Bewegung thalwärts	Vertikalsenkung
Mitte der Firnmulde, 9° Neigung . .	0,555	0,44
Nahe dem Rande	0,221	0,19

Die Messungen erstrecken sich aber bloss über 45 Stunden und die angewendete Methode bürgt mir nicht genügend für die Richtigkeit der etwas erstaunlichen Resultate.

Im Durchschnitt geringere Beträge der Bewegung bei viel grössern Ungleichförmigkeiten nach der Bodengestaltung und Schneeanhäufung ist der Charakter der Firnbewegung. Zusammenhängende ausgedehntere Messungen fehlen noch. Es ist nun denkbar, und manche Erscheinungen geben sogar eine kleine Wahrscheinlichkeit in diesem Sinne, dass im Gebiete der Sammelbecken die tiefern Teile der Mulde gegen den Eisabfluss hinausgequetscht werden, während die höhern einsinken, so dass oben die Vertikalbewegung, unten die horizontale stärker wäre. Nur Messungen können entscheiden.

13. Die bisher mitgeteilten Beobachtungen beziehen sich zunächst auf die fliessende Bewegung des Gletschers, d. h. auf diejenige Bewegung, welche in einer Verschiebung der einzelnen Teilchen aneinander besteht. **Ausserdem aber rückt oder gleitet auch noch die Gletscherzunge als Ganzes thalwärts.** Wir sehen dies zunächst daraus, dass die Bewegung des Eises unmittelbar am Rande nur

ausnahmsweise hinter stauenden Felsvorsprüngen = 0 wird, meistens aber im Jahr noch einige wenige bis zu 20 oder 30 Meter beträgt, ferner aus dem Umstande, dass der Gletscher seinen Untergrund abschleift und, wo er zurückweicht, stets am Felsen abgerundete und mit langen, thalwärts gerichteten Schrammen versehene Schliffflächen zurücklässt. Genauere direkte Bestimmungen über die Verschiebung am Untergrunde des Gletschers gegen den Thalboden sind noch nicht versucht worden, obschon sie in manchen Fällen gewiss nicht auf unüberwindliche Hindernisse stossen werden. Wenn wir an der Eisoberfläche kontinuierliche Bewegung finden, kann gewiss auch die Verschiebung am Untergrunde nicht sprungweise erfolgen. Auch den Schliffflächen am Fels sieht man die Kontinuität der Ursache an. Dass die gleitende Bewegung des ganzen Gletschers auch noch in denjenigen Regionen zu finden sei, wo die Bodentemperatur beständig merklich unter 0° steht, ist nicht zu erwarten. In der Gletscherzunge aber besteht die Bewegung aus einer Zusammensetzung von Fliessen und Gleiten, wobei das Fliessen um so mehr vorherrscht, je mächtiger der Gletscher ist.

B. Vergleich der Gletscherbewegung mit einem Flüssigkeitsstrome.

Alle aus den Messungen hervorg[illegible]enen Bewegungsgesetze der Gletscher, welche das[illegible]n betreffen, sind diejenigen eines Flüssigkeitsstromes[illegible]ir fassen sie kurz zusammen wie folgt:

1. Die Bewegung ist in der Mitte rascher als am Rande.

2. Die Bewegung vom Rand nach der Mitte nimmt in der Regel nicht sprungweise, sondern kontinuierlich, wenn auch nicht gleichförmig zu.

3. Die Zunahme der Bewegung findet in den Randzonen rasch, näher gegen die Mitte langsamer statt, und

der mittlere Stromstrich mit geringen Differentialbewegungen ist um so breiter, je mächtiger der Gletscher.

4. Am Rande hinter Vorsprüngen kann das Eis stagnieren.

5. Die Unterschiede in der Bewegung von Rand und Mitte sind um so bedeutender, je rascher der Gletscher fliesst.

6. Die Bewegung nimmt von der Oberfläche nach der Tiefe des Eisstromes ab.

7. In Thalerweiterungen erscheinen transversale Bewegungskomponenten von der Mitte nach dem Rande, vor Thalverengerungen solche vom Rand nach der Mitte.

8. Wenn die Bewegung des Eisstromes thalwärts abnimmt, treten oft transversale Komponenten gegen die Ränder gerichtet, wenn sie thalwärts zunimmt, solche gegen die Mitte hin auf.

9. Bei schlangenförmig gewundenem Thale bewegt sich die konvexe Gletscherhälfte rascher als die konkave und der geometrische Ort der Bewegungsmaxima aller Querprofile ist eine harmonisch mit dem Thal, aber schärfer als dieses ausgebogene Kurve.

10. Die Bewegungsrichtung der mittlern Eisteile liegt bei schlangenförmig gewundenem Thale zwischen der Linie der Bewegungsmaxima und der geometrischen Mittellinie.

11. Die Schnittpunkte dieser beiden letztern Linien sind etwas thalwärts verschoben gegenüber den Krümmungswendepunkten der geometrischen Mittellinie.

12. Die [illegible]kenlinie des gewölbten Gletschers folgt der Kurve [illegible]wegungsmaxima.

13. Die [illegible]egung nimmt unter sonst gleichen Bedingungen mit der Böschung des Thalgrundes zu.

14. Die Geschwindigkeit nimmt unter sonst gleichen Bedingungen rasch zu mit der Grösse des Querschnittes.

15. Die individuelle Bewegung zusammenfliessender Gletscher löst sich bald in gemeinsamer Bewegung des zusammengesetzten Gletschers auf, der nun als einheitlicher Strom fliesst.

16. Die Geschwindigkeit nimmt mit der Konzen-

tration des Querschnittes, d. h. mit der Abnahme der Reibung, zu.

17. Die Böschung der Oberfläche nimmt im allgemeinen ab mit der Grösse des Querschnittes.

18. Die Böschung der Oberfläche nimmt ab vor einer Thalverengerung und nimmt zu in einer solchen Eisstromschnelle.

19. Die Bewegung ist nicht ruckweise, sie ist in der Hauptsache langsam und kontinuierlich.

Dazu kommen noch einige kompliziertere Erscheinungen, welche nicht direkt mit dem Strome vergleichbar sind:

20. Die Gletscher bewegen sich in der warmen Jahreszeit rascher als in der kalten.

21. Die Bewegung wird um so weniger stark von Jahreszeit, Witterung etc. influiert, je mächtiger der Eisstrom ist.

22. Bei regelmässigem Thalgrunde nimmt meistens die Bewegung innerhalb der Gletscherzunge thalabwärts ab, was ein Resultat der Querschnittsverminderung durch Abschmelzung der innern Schmelzung und der Zusammendrückbarkeit des Eises ist.

23. Zunehmende Steilheit des Thales, Verstärkung des Eisstromes durch Zuflüsse können dieses in Nr. 21 genannte Verhältnis umkehren oder unregelmässig gestalten.

24. Die Bewegungsgrösse schwankt mit den Jahrgängen.

25. Diese Schwankungen gehen be[illegible]rschiedenen Gletschern und verschiedenen Stellen [illegible] Gletschers nicht parallel.

26. Der Firn bewegt sich ebenfalls fliessend, aber langsamer als der Eisstrom.

Alle Erscheinungsformen, die wir hier von Nr. 1 bis Nr. 19 aufgeführt haben, entsprechen genau denjenigen eines Flüssigkeitsstromes. Sie beweisen, dass die verschiedenen Punkte der Eismasse ihre gegenseitigen Stellungen und Entfernungen verändern können und keine starr verbundene, sondern eine innerlich verschiebbare,

duktile Masse darstellen. Wir ergänzen das an eine träge Flüssigkeit, etwa einen Thonteig, Gipsteig oder dergleichen erinnernde Bild noch durch folgende Beobachtungen:

27. Am Fusse einer Steilterrasse im Gletscherbett, über welche der Gletscher in Form einer Eisstromschnelle herabgestiegen ist, entstehen Wellen im Eise in Form von Querwülsten, welche allmählich sich stärker bogenförmig thalwärts ausbiegen und an Intensität abnehmen. Sie erinnern sofort an die stagnierenden Wellen der Flüsse unterhalb von Stromschnellen. Es fehlt bisher gänzlich an Messungen über die verschiedenen Bewegungskomponenten, besonders die vertikalen, in solchen Gebieten.

28. An einem stauenden Hindernisse, z. B. einem Brückenpfeiler, steigt das Wasser eines Stromes wallartig auf und umfliesst das Hindernis. Etwas weiter unterhalb entsteht dann randwärts des Walles oder hinter dem Hindernis eine Einsenkung der Oberfläche. Genau das Gleiche kann man sehr oft in bedeutenden Dimensionen an Gletschern sehen. Am Mer de Glace hinter dem Vorsprung von Trélaporte beherrscht diese Oberflächengestaltung die durch Abschmelzung erzeugten Formen (Tyndall). In Grönland sieht man Felsklippen (Nunataker) derart hoch hinauf vom Binneneise umflutet, dass der wulstartige Rand des letztern ringsum höher liegt als die Felsklippe, die in einer Vertiefung im Eise sichtbar wird, während an der Leeseite der Felsklippe eine Vertiefung entsteht, in welcher sich leicht das Schmelzwasser zu einem S[illegible] dem Eise sammelt (Jensen). Hinter Felsinseln [illegible]schern oder hinter Ufervorsprüngen sind Vertie[illegible]regelmässig zu finden. Es ist leicht, Dutzende hierher gehörender Beispiele zu sammeln.

29. Wenn wir mit einer gewissen Geschwindigkeit unter einem nicht allzugeringen Winkel zwei Wasserströme oder noch besser zwei Breiströme sich vereinigen lassen, so entsteht (Heim, Poggend. Annal., Ergzgsbd. V, S. 51) durch den blossen Mechanismus der Bewegung unmittelbar am Vorsprunge, wo die Vereinigung geschieht, eine Vertiefung, abwärts davon aber auf der Grenzlinie

beider Ströme bildet sich sehr bald eine scharfe, mittlere, wallartige Erhebung, die bald eine konstante Höhe erreicht und erst nach längerm Lauf allmählich wieder verschwindet. Solche Eiswälle finden wir z. B. am Unteraar, am Steinlimmigletscher (Sustenpass, Kt. Bern) und anderen. Die Mittelmoränentrümmer krönen bloss den rasch sich erhebenden Eiswall, sie gehen anfangs nicht bis an seinen Fuss, und somit ist der Mittelmoränenwall hier oft nicht ausschliesslich durch Schutz vor Abschmelzung gebildet.

30. Der Gletscher drängt sich bei im Wege stehenden Klippen durch Engpässe, schmiegt sich ganz dem Thalgrunde an, richtet und wendet seine Bewegung nach der orographischen Unterlage, teilt sich, wenn es nötig ist, vereinigt seine Arme wieder, füllt Kessel aus bis zum Ueberfliessen, steigt an Hindernissen empor etc. in einer Weise, welche, wie schon Rendu erkannt hat, eine innere Verschiebung der Teilchen wie bei einer Flüssigkeit beweisen. Der kleine Hängegletscher nimmt oft die Gestalt eines auf schiefer Fläche langsam abwärts gehenden Wassertropfens („Thränenform") an. Der ganze Anblick ist derjenige einer breiartigen Masse, die langsam fliesst.

Dass die Bewegung der Gletscher durch Messungen noch lange nicht genügend in allen Richtungen festgestellt ist und dass es namentlich bis jetzt noch nicht möglich ist, auch nur für einen einzigen Fall die Bewegungsfaden (Wege der Eisteilchen) durch den ganzen Gletscher zu bestimmen, ist aus unsern Betrachtungen über die Gletscherbewegung überall ersichtlich. Ich habe nicht versäumt, am betreffenden Orte jeweilen die vorhandenen Lücken anzudeuten. Neue systematische Messungen können noch manche interessante und für die Theorie der Gletscherbewegung massgebende Thatsache zu Tage fördern. Das Ideal der Erkenntnis, welches darin bestünde, dass die Bewegungsgrössen mit Sicherheit aus der Thalbettform und dem Klima berechnet werden könnten, werden wir vielleicht niemals erreichen, allein die allgemeinen

Erscheinungen doch viel vollständiger als bisher zu erkennen vermögen.

Soweit bis jetzt unsere Erkenntnis reicht, stimmen alle Gesetze der Gletscherbewegung mit denjenigen einer flüssigen Masse überein. Bei einer absoluten Flüssigkeit ist der innere Widerstand der Teilchen gegen Verschiebung unendlich klein im Vergleich zu der Schwere derselben. Wenn innere Kohäsion und Reibung, die nach aussen zusammenwirkend den Widerstand gegen Verschiebung ergeben, grösser werden, aber stets noch geringer als die Schwere bleiben, haben wir es mit einer schwerflüssigen Masse zu thun; steigen innere Kohäsion und Reibung über die Schwere, so ist der Körper frei an der Oberfläche liegend starr; er kann nicht mehr thalwärts fliessen, sondern bloss gleiten. Erst wenn ein starrer Körper unter ganz andere Bedingungen gesetzt wird, etwa unter eine enorme Belastung, dann wird die innere Kohäsion allseitig überwunden und die Masse verhält sich plastisch. (Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung, Bd. II, S. 79 etc.) Im Gletscher haben wir es offenbar mit einer im ganzen schwerflüssigen Masse zu thun. Ein Wasserstrom von Breite, Tiefe und Neigung des Unteraargletschers beim Pavillon Dollfuss würde nach Berechnung eine Geschwindigkeit von etwa 200 m per Sekunde gewinnen. Die Erde weist keine solchen Ströme auf. Die Geschwindigkeit des Gletschers beträgt dort 0,200 m für 24 Stunden, das ist 0,0000023148 m per Sekunde. Das Gletschereis ist also in seinem Fliessen etwa 80 bis 100 Millionen mal träger als Wasser.

Die schwerflüssigen Massen zerfallen in zwei Kategorien und zwar:

a) Solche, bei welchen die innere Kohäsion grösser als die innere Reibung ist. Das sind die zähflüssigen („viscosen") Massen. Auf Druck weichen sie plastisch aus, auf Zug aber verringern sie den Querschnitt, bevor sie reissen (sie „ziehen Fäden"). Hierher gehören z. B. Honig, Teer, Gummilösung, geschmolzenes Siegellack, Glasflüsse, manche Laven etc.

b) Solche, bei welchen die innere Kohäsion kleiner ist als die innere Reibung. Das sind die dickflüssigen Massen. Auf Druck weichen sie wie die zähflüssigen plastisch aus, auf Zug aber erweisen sie sich spröde. Wird der Zug gross genug, so zerreissen sie ohne vorherige wesentliche Querschnittsänderung. Hierher gehören Breie aus nicht klebenden Pulvern, wie Schlammströme, Schuttrutschungen etc. Diese Massen haben die Plastizität auf Druck von den Flüssigkeiten, die spröde Brüchigkeit auf Zug von vielen festen Körpern entlehnt.

Die Beobachtungen über die Spaltenbildung der Gletscher beweist uns, dass die Vergleichung der Gletscherbewegung mit einem zähflüssigen (viscosen) Körper unrichtig ist, dass der Gletscher vielmehr als Ganzes genommen als dickflüssige Masse angesehen werden muss. — Er zieht nicht Fäden, er zerreisst auf Zug.

C. Die Folgen der Gletscherbewegung in Spalten und Struktur.

Wenn der Gletscher als in sich starre Masse bloss gleiten würde, so würden nur gelegentlich einzelne Brüche auftreten, die den ganzen Gletscher durchsetzen und denselben in getrennte starre Stücke zerlegen. Bei einer Verschiebbarkeit der einzelnen Teile aber führt die Bewegung zu zahllosen regelmässig auftretenden Spalten, die nicht ganz durchreissen und deren Anordnung von der Verteilung der Spannungen abhängt. Es lohnt sich wohl der Mühe, hier zum erstenmal die Spaltenbildung und die Struktur von einem etwas allgemeineren Gesichtspunkte aus, als es gewöhnlich geschieht, zu betrachten. Freilich müssen wir dabei etwas weit ausholen.

Bei einem von verschiedenen Kräften gesetzmässig beeinflussten Körper entstehen gesetzmässig verteilte Spannungen. Durch jeden Punkt gehen Zugspannungen und Druckspannungen in verschiedenen Richtungen und

Intensitäten, jeder Punkt ist ein Glied in einem System solcher Spannungen, von denen die einen zerreissen, die anderen zerdrücken wollen. Wenn wir nun einerseits die Resultierende aller Zugspannungen, andererseits die Resultierende aller Druckspannungen für jeden Punkt uns konstruiert denken, so geben uns dieselben die Richtung des maximalen Zuges und diejenige des maximalen Druckes an. In ein und derselben Masse ändern sich diese Richtungen, sowie die Intensitäten von Druck und Zug nicht plötzlich, sondern von Punkt zu Punkt allmählich, sie ordnen sich zusammen zu einem System von Kurven des maximalen Zuges und einem System der Maximaldruckkurven.

Wenn ein beeinflusster Körper einfache Gestalt hat und die auf ihn wirkenden Kräfte einfache Richtung, dann lässt sich der Verlauf dieser Kurvensysteme mit den Hilfsmitteln der analytischen Mechanik oder noch besser der graphischen Statik bestimmen. Führt man diese Bestimmung für die in einfacher Weise beanspruchten Knochen, für tragende Pflanzenschäfte und Blattrippen, Schwungfedern der Vogelflügel etc. aus, so sieht man, dass die Natur ihre Festigkeit gebenden Stoffe genau so verwendet und angeordnet hat, dass dieselben den Richtungen der Zug- und Druckkurven eingelagert sind und mit einem Minimum von Material ein Maximum von Festigkeit erzielen. Die Ingenieure ahmen die Natur nach, wenn sie auf Grund derselben Principien Lage und Stärke von ihren Brückenteilen, von Gewölben und Stützmauern etc. bestimmen und danach konstruieren. Aber auch noch unter zahlreichen anderen Formen sehen wir in der Natur die Druck- und Zugkurven (wie wir in Zukunft stets für Maximalzug- und Maximaldruckkurven abkürzend sagen wollen) zum Ausdruck gelangen.

Für uns handelt es sich vor allem um die Bewegungen schwerflüssiger Massen unter dem Einfluss der Schwere. Einerseits treibt die Schwere thalwärts, andererseits wirken die innern Widerstände und noch mehr die Reibung am Untergrunde entgegen. Dadurch entstehen Spannungen. Würden die Kräfte in einer Ebene liegen,

so müssten sich nach den Gesetzen der Statik und Mechanik die Maximalzugkurven und die Maximaldruckkurven stets unter rechtem Winkel schneiden. Da nun aber der abfliessende Strom seine bestimmte Dicke hat, die immerhin (z. B. bei Schuttrutschungen, Lavaströmen und Gletschern) kleiner ist als die Breite, so ist der Schnittwinkel der Resultierenden des Zuges und des Druckes nur annähernd, nicht genau ein Rechter.

Bei zähflüssigen Massen werden alle Ungleichheiten (gescharte Gasblasen und Kryställchen in Laven, Farbwechsel in Glasflüssen etc.) zu Streifen in der Richtung der Maximalzugkurven ausgezogen, so dass die Fluidalstruktur entsteht, und in der Richtung damit nahe zusammenfallend, nämlich senkrecht auf die Richtung des Maximaldruckes, werden Wülste aufgestaut. Bei dickflüssigen Massen, die nicht zähe sind, entsteht ein Analogon der Fluidalstruktur, die Transversalschieferung oder das Clivage, durch Zusammenquetschen in der Richtung des grössten Druckes und Ausweichen in der Richtung der Zugkurven, und überdies bilden sich nun klaffende Risse senkrecht auf den Maximalzug, also in der Richtung der Maximaldruckkurven. So kann in den rein dickflüssigen (d. h. nicht zähen) Massen durch die der Fluidalstruktur verwandte Druckschieferung und durch Wülste das System der Zugkurven, durch Spalten dasjenige der Druckkurven sichtbar werden.

Bei Schuttrutschungen, Schlammströmen etc. sehen wir die Spalten- und Wulstsysteme oft von erstaunlicher Regelmässigkeit auftreten (Heim, Ueber Bergstürze, Neujahrsblatt der Züricher naturf. Ges., 1882; Baltzer, Der Schlammstrom von Böttstein, Vierteljahrsschrift der Züricher naturf. Ges., 1876), so dass auf den ersten Blick die mathematische Mechanik, welche diese Bewegungen regliert, aber auch die überraschende Aehnlichkeit mit der Gestalt eines Gletschers in die Augen springt. Ob die Masse mit verheerender Geschwindigkeit einhergefahren (Heim, Bergsturz von Elm, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 1882) oder ob die Bewegung kaum sichtbar langsam vor sich geht (manche Schlammströme, Schutt-

rutschungen, die Gletscher), bleibt sich in der Wirkung fast gleich. Wir beobachten dabei folgendes:

a) Im obern Teile, dem Abrissgebiet, finden wir bogenförmig, nach oben konvexe, klaffende Spalten, welche die gleitende Masse in Gewölbestücke zerteilen, die an den Seiten sich zu versperren suchen. Die Mittellinie ist eine Zuglinie, die Schwere zieht zur Tiefe, die Oberfläche sinkt, die Randteile haben neben der Thalbewegung eine Transversalbewegung gegen die Mitte hin.

b) Im mittlern Teile, dem Weggebiete, laufen die Druckkurven und damit auch die Spalten fächerförmig von der Mittellinie nach unten und aussen. Da aber die Bewegungsunterschiede von Punkt zu Punkt und damit auch die Spannungen näher dem Rande viel grösser sind als in der Mitte, so entstehen dort zahlreiche Klüfte, die gegen die Mittelzone hin endigen. Die Wülste in den Randzonen laufen vom Rand schief abwärts, die Spalten hingegen vom Rand schief aufwärts gegen die Mitte, Transversalbewegungen treten nicht regelmässig auf.

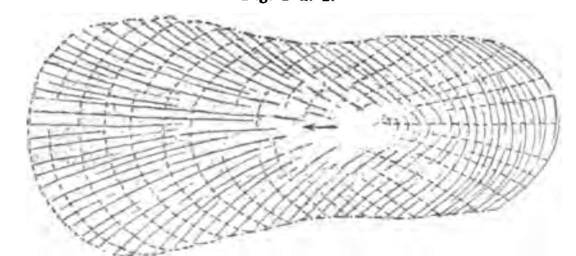
c) Im untern Teile, dem Ablagerungsgebiete, tritt Stauung in der Bewegungsrichtung ein. Die Mittellinie fällt mit einer Drucklinie zusammen, die Wülste ordnen sich konzentrisch um das Ende herum und sind von einem Radialsystem von Spalten durchsetzt. Die Transversalbewegung ist nach den Rändern gerichtet, die Oberfläche steigt.

d) Ausser den Wülsten und den klaffenden Spalten finden wir noch Trennungen, welche nicht klaffen. Ihre Flächen sind in der Bewegungsrichtung gestreift, es sind scherende Klüfte, Verschiebungsklüfte. Diese kommen am Rande und an der Unterfläche als Abgrenzung des Bewegten vom Feststehenden vor.

Im allgemeinen entspricht das System der Zugkurven einem Spiegelbilde der Druckkurven, wobei die Symmetrieachse eine Transversale im mittlern Teil des Bewegten ist.

Nicht alle dickflüssigen Massen verhalten sich genau so. Es gibt solche, wie z. B. der „abgetötete“ (im Erstarren durch Umrühren gestörte) Gips, welche, besonders

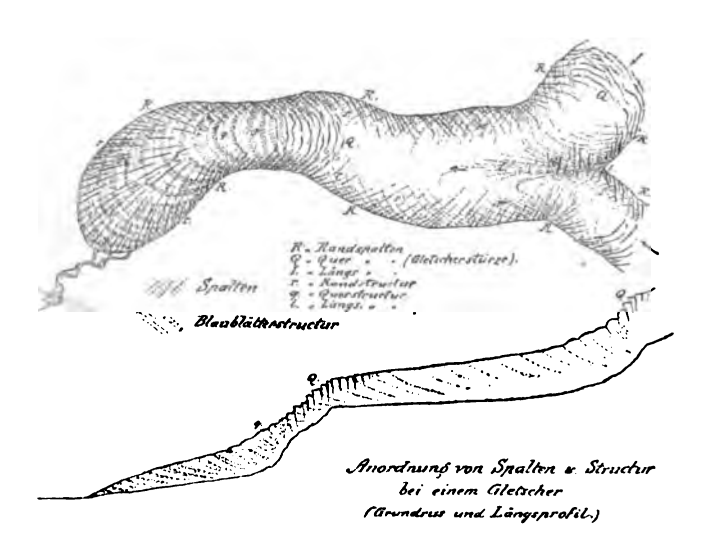
Fig. 1 u. 2.



Kräftevertheilung in bewegten schwerflüssigen Massen
Curven des maximalen Druckes.
" " " Zuges

Längsprofil durch eine Schuttrutschung

A = Ablagerungsgebiet (Wülste); W = Weggebiet, S = Sammel (= Abriss) gebiet.
= ursprüngl. Oberfläche, = Rutschfläche.



Anordnung von Spalten u. Structur bei einem Gletscher (Grundriss und Längsprofil.)

wenn sie in kleinen Massen sich bewegen, lieber Verschiebungen als Trennungen eingehen. Jede klaffende Spalte wird dann durch zwei Verschiebungen ersetzt, so dass z. B. am sich ausbreitenden Ende statt eines Systemes von Radialspalten zwei sich unter fast konstantem Winkel kreuzende Systeme von Verschiebungen entstehen, bei welchen jeweilen die Mittellinie des Winkels radiale Richtung hat (Heim, Pogg. Annal., Ergänzungsband V, 1870). Der Gletscher zeigt nun die grössten Analogien mit den Schuttrutschungen:

1. Die klaffenden Spalten stehen überall senkrecht auf den Richtungen grösster Streckung, den Zugkurven.

2. Die Wülste und die Blaublätterstruktur steht überall senkrecht auf den Richtungen grösster Pressung, den Druckkurven.

3. Gewöhnlich wachsen und schwinden beide Spannungen ziemlich parallel, Spalten und Struktur begleiten sich. Wenn nicht, so finden wir:

a) bei Druck grösser als Zug vorherrschende Blaublätterstruktur, z. B. oberhalb hindernder Felsvorsprünge und am Fusse von Steilstürzen;

b) bei Zug grösser als Druck vorwaltende Zerklüftung wie im Sammelgebiet überhaupt und im besondern z. B. im obern Teil eines Gletschersturzes oder unterhalb hindernder Felsvorsprünge.

4. Als Aequivalent der Verschiebungsklüfte haben wir die Randkluft des Gletschers, d. h. die Trennung zwischen Gletscher und Felsbett, die nur in Einbuchtungen der Thalwand klafft, welche zu scharf sind, als dass der Gletscher hineinflösse, sonst aber sich als Verschiebungsfläche durch die „Gletscherschliffe“ dokumentiert.

Wer etwas Taktgefühl für mechanische Vorgänge hat, wer also mit Klarheit die Verteilung der Kräfte im Innern einer bewegten Masse auch ohne Konstruktion, Experiment oder Berechnung erkennt, der wird nun an Hand dieser allgemeinen Sätze sich die Phänomene der Klüftung und der Blaublätterstruktur vollständig erklären können. Durch die Spannungen beim Fliessen erzeugt, finden wir bei den Gletschern folgende Zerklüftungen:

1. Zerklüftung im Sammelgebiet der Gletscher.

Der Grund der Firnmulden zeichnet sich durch seine Einförmigkeit aus. Der Firn und das Firneis liegt unter unsern Füssen offenbar sehr mächtig. Die Bewegung ist langsam, Firn und Firneis sind weniger spröde als Gletschereis, der jährliche Schneefall, die Schneelawinen und Schneerutschungen von den Gehängen, die Gwechten des Winters verwischen stets wieder die etwa entstandenen Zerreissungen. Stundenlang können wir über die gleichförmige Firnfläche gehen, ohne auf ein besonderes Hindernis zu stossen. Diesen Charakter tragen die Firnflächen Skandinaviens und Islands selbst bis zu den Kulminationen hinauf. Anders beim Alpentypus. Wenn wir da allmählich in die höhern, steilern Teile der Firnmulden gelangen, in die Region der Firnscheiden, des Hochschnees, der Gräte und Kämme, so treffen wir mehr und mehr auf Zerreissungen im Firne. Die Firnklüfte sind weit im Verhältnis zur Länge, entsprechend der geringern Sprödigkeit des Firnes im Vergleich zum Gletschereise. An ihren Wänden sieht man die horizontale Schichtung des Firnes. Die Ränder hängen oft über, spätere Schneefälle können sogar die Spalte teilweise oder ganz überdecken und zu völligen Höhlen umwandeln. An Stelle einer langen Firnkluft sind nur einzelne Löcher sichtbar. Im obern Teil wird die Firnkluft nach unten weiter, in grösserer Tiefe aber verengt sie sich wieder. Firnklüfte sind von ganz geringer bis zu 30 m Weite und von 5 bis zu 80 m Tiefe gemessen worden. Der Grund erscheint dunkel, die Wände haben einen blassgrünlichgrauen Schimmer. Das reine Blau des Gletschereises fehlt. Ungleiche Höhe der Ränder, hinabsinkende Schneebrücken, Reihen gewaltiger Eiszapfen, die in den Rachen hinabhängen, schaffen oft phantastische Gestalten. Bald treten die Firnklüfte vereinzelt auf, bald in parallelen Scharen, bald in mehreren Richtungen so zahlreich, dass der ganze dicke Firnmantel zerborsten erscheint in ein Chaos von einzelnen Stücken („Séracs"). Immer zeigt

die Zerklüftung schon auf den ersten Blick genauen Zusammenhang mit der Gestalt des Untergrundes, der, wo er Klippen und scharfe Unregelmässigkeiten, Abstürze und dergleichen zeigt, den Firn zu Bewegungsungleichheiten zwingt, welche ihn zerreissen. Nicht selten muss auch der Firn über Wänden abbrechen und in Lawinen abstürzen.

Es ist unmöglich, in Worten eine Vorstellung von der ergreifenden Pracht der zerklüfteten Firn- und Hochschneeregionen zu geben. Dieses ungetrübte Weiss mit den weich gekrümmten Flächen, die plötzlich in scharfen Rändern abbrechen zu dunkeln Klüften oder schattigen Einsenkungen, oder die sich in schneidigen Kanten treffen, die Schatten an den Rundungen, die Lichtlinien an den Kanten, die Abrutschungsstreifen, die harmonische Wirkung der Bewegtheit in den Formen bei scheinbarem Stillstand für das Auge — dies alles kann in seiner Fülle von wirksamem Detail kein Gemälde, höchstens eine gute Photographie andeuten. Wer ein richtiges Bild davon gewinnen will, muss selbst einen Gang in jene Höhen wagen!

Während die Mehrzahl der Klüfte im Sammelgebiet (der Firnmulde) des Gletschers ganz unregelmässig auftreten und nur bedingt sind von der unregelmässigen Gestaltung des Untergrundes, die unregelmässige, regionenweise Spannungen erzeugt, zieht sich hingegen am obern Rande der Firnmulden der Bergschrund oder die „Randkluft der Firnmulden“ („Rimayes“) mit ziemlicher, oft mit durchgreifender Regelmässigkeit hin. Sie entspricht den bogenförmigen Abrissklüften am obern Rande jedes Sammelgebietes einer Rutschung. Der weniger dick aufgelagerte Schnee der Gräte und Steilgehänge sitzt, soweit er nicht in Lawinen aller Dimensionen abrutscht, auf seiner Felsunterlage fest. Am Fusse der Felswand aber finden wir den Schnee angehäuft in Schneekegeln und Halden zu einem gewaltigen, dicken, die tiefern Teile der Gehänge und den Thalkesselgrund erfüllenden Firnmantel. Der letztere sinkt langsam als zusammenhängende Masse thalwärts und reisst sich vom

erstern ab. So entsteht die Randkluft der Firnmulden als Abgrenzung zwischen dem auf dem Fels fest ruhenden und dem zusammenhängend bewegenden Firn. Sie bezeichnet den obern Rand des eigentlichen Gletscherkörpers. Gewöhnlich erstreckt sie sich quer über die Schneegehänge in einiger Entfernung unterhalb der Felswände, den untern Rand derselben parallel nachzeichnend, hin. Wo die letztern aber tief in die Firnmulde hinabreichen oder ausserordentlich steil sind, kann sie auch an die Felswand direkt hinantreten, so dass die eine Kluftwand vom Firn, die andere vom Fels gebildet wird. Bisweilen wiederholt sich der Bergschrund in mehreren, oft sogar in zahlreichen Stufen untereinander. Der obere Rand liegt meist um einige Meter höher als der untere abgesunkene. Bald können wir den Bergschrund auf Hunderte von Metern ohne Unterbruch schon aus der Ferne verfolgen, bald tritt er in Gestalt einzelner kürzerer, sich verschoben ablösender Risse auf. Häufig füllt oder überbrückt er sich mit frisch fallendem Schnee oder mit kleinen Schneekegeln, welche als Lawinen oder Schneegeriesel von oben gekommen sind. Felstrümmer aus der Höhe schlagen in die Randkluft ein, ihre weit sichtbar in den Schnee eingerissenen Bahnen endigen in der Mehrzahl am Bergschrund, andere überspringen ihn. Im Frühjahr reisst der Bergschrund neu auf, im Sommer erweitert er sich mehr und mehr, im Herbst und Winter wird er wieder ausgestopft mit Firntrümmern und mit frischem Schnee. Der Bergschrund kann auch durch obere Schneelagen so sehr verhüllt werden, dass er nur in Gestalt einer Reihe rundlicher Vertiefungen („Caveaux") sichtbar wird. Meistens gehört er zu den gewaltigsten Klüften einer Firnmulde. Beim norwegischen Firnfeldertypus fehlt nicht selten ein Aequivalent des Bergschrundes; an anderen Stellen aber, wo steilere Rücken im Firnfeld sich erheben, sieht man ihn ganz in gleicher Weise wie in den Alpen auftreten.

Die Klüfte der Firnregion gehören zu den gefährlichen Hindernissen bei Wanderungen in der Gletscherwelt. Sie können bald umgangen, bald auf Schneebrücken

überschritten werden, oft aber hindern sie alles weitere Vordringen. Selbst das geübte Auge kann die Tragkraft der Schneebrücken nicht immer mit Sicherheit beurteilen. Die Schneebrücke, welche am frühen Morgen den Wanderer trägt, bricht in etwas vorgerückterer Tagesstunde unter ihm zusammen. Nach neuen Schneefällen sind oft weite Klüfte ganz unsichtbar. Das erprobteste Hifsmittel ist das Seil. Die Wanderer binden sich in möglichst grossen Distanzen aneinander und gehen mit gestrecktem Seile. Bricht einer der Wanderer ein, so hält ihn das Seil und bald ist er wieder auf festem Boden. Vermeidet man das Gehen in der Längsrichtung der Spalten, so ist die Wahrscheinlichkeit sehr gering, dass mehrere zugleich einbrechen. Bei Wanderungen in solchem Gebiete sollten stets wenigstens vier Personen am Seile gehen, denn wenn von bloss dreien der eine tief einbricht, so muss die Situation im übrigen schon recht günstig sein, wenn die beiden anderen imstande sein sollen, den einen Genossen sicher zu halten und herauszuziehen.

In einer Zeit, wo die Hochgipfelsteigerei so verbreitet geworden ist wie jetzt, sind nähere Erörterungen über die Gefahren derselben und die Vorsichtsmassregeln an diesem Orte wohl überflüssig. Man findet Einschlägiges in den Publikationen der vielen Alpenvereine. Eine Bemerkung indessen kann ich nicht unterdrücken. Mit sehr wenigen Ausnahmen sind alle Unglücksfälle der letzten Jahrzehnte bei Hochgebirgstouren die Folge irgend einer Unvorsichtigkeit oder eines Fehlers gewesen. Das Bergsteigen will allmählich gelernt sein. Wenn unerfahrene Neulinge sogar allein sich zu weit wagen oder den Anweisungen der Führer nicht gehorchen, wenn zu wenig Führer mitgenommen werden, wenn von denselben das Unvernünftige verlangt und gewagt wird oder die Führer selbst Fehler machen, wenn schlechte statt gute Seile benutzt werden, so sind die Eiswände und Spalten unschuldig am entstehenden Unglück.

2) Spalten des Eisstromes.

Weit regelmässiger tritt die Zerklüftung im kompakt gesammelt fliessenden Eisstrome auf.

Der Vorgang der Spaltenbildung kann recht häufig, besonders leicht an warmen sonnigen Tagen, wahrgenommen werden. Fast alle, welche tagelang auf dem Eise zugebracht haben, beschreiben diese Erscheinung. Was hierüber in den verschiedenen Teilen der Alpen, was in Norwegen und im grönländischen Binneneise beobachtet worden ist, stimmt vollständig überein. Man hört plötzlich ein teils dumpf krachendes, teils klingendes oder singendes Getöse, das Eis erzittert wie von einem schwachen Erdbeben. Oft ist der Ton mehr kurz wie ein Pistolenknall und in wenigen Sekunden tritt wieder Ruhe ein, oft aber hört man das tiefsingende Getöse von einigem schärferen Knallen unterbrochen mehrere Minuten, sogar eine Stunde lang (Tyndall, Glac. of the Alps, p. 317). Die neue Spalte ist nicht leicht sofort zu entdecken. Wenn man das Glück hat, gleich an der richtigen Stelle sich zu befinden und den Blick auf die richtige Stelle zu werfen, so sieht man einen feinen Sprung, der bald langsam mühsam fortrückt, bald sprungweise weiterreisst. Nur selten klafft er gleich anfangs schon um einige Centimeter; meist ist er zuerst so enge, dass man kaum die Klinge eines Taschenmessers hineinstossen kann, und seine Ränder sind scharf und ziemlich eben. Im Verlaufe einiger Tage öffnet sich die junge Spalte gewöhnlich schon um einige Centimeter. Meist geschieht dies kontinuierlich, selten erweitert und verengt sich die Kluft abwechselnd.

Die Spalten des Gletschers laufen fast immer mit im ganzen geraden Rändern und ebenen Wänden nach der Seite und Tiefe gleichförmig fort. Ob sie den Korngrenzen nachfolgen oder die Gletscherkörner eben durchreissen, ist bisher unbeachtet geblieben. Nur selten haben die Spalten einen zackigen Verlauf oder schlagen auf kurze Strecken die abweichende Richtung älterer Spalten

ein. Unter dem Einfluss derselben Ursachen können in kurzer Zeit mehrere parallele Risse nacheinander entstehen. Agassiz sah z. B. in 7 1/2 Stunden auf einer Strecke von etwa 100 m 8 neue Risse sich öffnen. Sehr häufig beginnt jeweilen eine neue Spalte etwas seitwärts neben dem Ende einer frühern, so dass ganze Spaltenketten entstehen, deren annähernd gleichlaufende Glieder jeweilen nur durch dünne, schief sich stellende Eisplatten oder Rippen voneinander getrennt bleiben. (Gleiche Anordnung von Rissen und Adern kommt auch bei Gesteinen vor.) Dies kann eintreten, wenn nicht eine einheitliche Maximalzugwirkung durch die ganze Masse geht, sondern noch eine damit kombinierte, anders gerichtete Kraft vorhanden war, oder wenn durch die Entstehung der ersten Spalte die noch gebliebenen Spannungen nach Richtung und Intensität etwas verschoben worden sind. An Veranlassung hierzu fehlt es im Gletscher nicht. An vielen Stellen werfen die Spalten sich so zahlreich und klaffen so weit, dass sie oft im Mittel weiter sind, als die dazwischen gebliebenen Eisrippen breit sind. Die auf dem Eise liegenden Felstrümmer beeinflussen die Zerspaltung nicht. Spalten reissen unbekümmert selbst quer oder schief durch die gewaltigsten Moränenwälle hindurch.

Zu einer vergangenen Zeit, da man die Spalten noch nicht von den Spannungen durch die fliessende Bewegung ableiten konnte, wollte man dieselben der Kontraktion des Eises in der Nacht zuschreiben. Allein die letztere wirkt nur oberflächlich auflockernd, und die Spalten reissen am Tage eher häufiger als nachts (Sèvé). Es ist gar nichts Ungewöhnliches, an einem einzigen Tage auf einem Gletscher das Reissen neuer Spalten 10- bis 20mal zu hören. Alle diese Erscheinungen stimmen mit dem überein, was man von einem elastisch spröden Körper erwarten sollte.

Im Laufe der Wochen werden die neuen Klüfte weit, gähnend, ihre Wände bleiben eben und glatt, ihre Randkanten runden sich durch Abschmelzung ab, an den Wänden sieht man die inneren Strukturverhältnisse ent-

blösst und die früher beschriebene, schöne grünlichblaue bis blaue Farbe des Eises kommt in wundervollster Weise zur Geltung. Fast alle an der Oberfläche des Gletschers sichtbaren Spalten stehen nahezu vertikal und verengern sich nach unten. Nur selten gehen sie mit Ausnahme des Gletscherrandes durch die ganze Eismasse hindurch. Zahlreiche Spalten erreichen bloss 5 bis 20 m Tiefe, Spalten aber von 30 bis 50 m sind keine Seltenheit. Mit 260 m erreichte Agassiz am Aargletscher in einer durch einen Schmelzwasserbach aus einer Spalte gebildeten „Mühle" noch nicht den Felsgrund. Ferner können die Gletscherspalten eine nicht nur 2 oder 3, sondern auch 10, 20 und noch mehr Meter klaffende Weite erlangen. Meistens sind sie selbst zur Zeit lebhafter Schmelzung wasserleer.

Je grösser der Gletscher, desto regelmässiger sind seine Spalten. Systeme enormer regelmässiger paralleler Spalten haben die Dänen weit im Innern des grönländischen Binneneises getroffen. Sie sind tagelang durch solche Eisregionen gewandert. Auch dort stehen die Spalten senkrecht und neigen sich bloss gegen den Rand und gegen die Nunataker hin.

Ueberblickt man verschiedene Gletscher aus einer gewissen Höhe, so springt die nahe Beziehung der Zerklüftung zu der Thalbettgestalt und der Mächtigkeit des Eisstromes sofort in die Augen. Hierbei treffen wir auf weitere Analogien mit den strömenden Flüssigkeiten, indem die Zerspaltung für den Gletscher das Gleiche bedeutet, was Aufschäumen für das bewegliche Wasser. Wir finden auf dem Wege des Vergleiches:

31. Je mächtiger unter sonst gleichen Bedingungen der Gletscher ist, desto weniger, aber auch desto regelmässiger, — je weniger dick er ist, desto mehr, desto unregelmässiger zerklüftet er sich, ähnlich wie ein grosser Strom über Bodenunregelmässigkeiten ruhig gleitet, welche einen Bach zum lebhaften Aufschäumen bringen.

Da wie dort machen die Verzögerungen der Bewegung am Untergrunde und die Unregelmässigkeiten desselben sich viel weniger geltend durch die dicke Eismasse hindurch als durch die dünnere. Ferner kommt

zur Erklärung dieser Thatsache in Betracht, dass dickflüssige Massen um so steifer und deshalb auch brüchiger sind, je geringer der Schweredruck in der Masse; dieser ist wiederum um so geringer, je geringer die Mächtigkeit. Andererseits nimmt mit der Mächtigkeit der innere, das Fliessen erzwingende Schweredruck zu, damit notwendig auch die Verschieblichkeit der einzelnen, besonders der tiefen Teilchen, die grosse Masse verhält sich flüssiger und weniger spröde als die kleine, und den Spannungen geschieht deshalb rascher Genüge durch Verstellung der einzelnen Teile als durch Zerreissen. Formveränderung im Sinne der Streckung vollzieht sich mehr durch Ausweichen auf die ungefähr senkrecht dazu gerichtete Kompression als durch direkt streckenden und dabei zerreissenden Zug.

Die Thatsache, welche wir unter Nr. 31 aufgeführt haben, ist in den letzten Jahrzehnten an zahlreichen Beispielen sehr auffallend zu Tage getreten. Viele Gletscherpartien, welche zu Beginn der 50er Jahre und noch in den 60er Jahren sehr leicht zu passieren waren, indem der volle angeschwollene Eisstrom eine fest zusammenhängende Oberfläche darbot, sind seither mit der Ebbe des Eisstromes durch Zerklüftung fast oder ganz ungangbar geworden. So war es z. B. in den 50er Jahren leicht, von der Klubhütte am Grünhorn (Kt. Glarus) über den Bifertengletscher hinauf den Tödi zu erreichen, jetzt aber muss man zuerst über die Felsen tief hinuntersteigen und kommt hernach wegen der zahllosen gewaltigen Spalten nur mühsam und nicht ohne Gefahr voran. Früher behielt der Rhonegletscher selbst noch in seiner Sturzpartie einen gesetzmässigen Zusammenhang seiner Teile, und mit Beil und Leiter konnte man ins Innere des Eissturzes vordringen. Seither gehen die Risse vielfach bis an den Grund durch, sie sind zahlreicher und unregelmässiger, alles hat sich mehr und mehr in ein Chaos von getrennten Eismassen aufgelöst; die Erscheinung nähert sich den Gletscherlawinen, und es ist unmöglich geworden, diese chaotische Zerklüftung zu bewältigen. Jeder, der die gleichen Gletscher der Alpen

jetzt und vor 20 oder 30 Jahren gesehen hat, wird solche Beispiele kennen.

32. Wie ein Fluss stets an derselben Stelle aufschäumt, so öffnen Firn und Gletscher stets an derselben Stelle ihre Spalten und schliessen sie nachher wieder. Ruhige und zersplitterte Oberflächen sind das konstante unveränderliche Abbild der Unterlage. In der bewegten Masse entstehen an derselben Stelle in derselben Richtung immer wieder neue Risse, sie schliessen sich wieder, wenn sie sich mit dem Eise von diesem Orte thalwärts verschoben haben. Die einmal zerrissenen Partien wandern nicht als zerrissen thalwärts. Dieselbe Eismasse bricht das eine Mal in zahllosen Spalten auf und bewegt sich an anderer Stelle ruhig und zusammenhängend. Je steiler der Gletscher, je unregelmässiger sein Bett, desto stärker seine Durchklüftung. Man vergleiche z. B. den flachen spaltenarmen Unteraargletscher mit dem entsetzlich zerrissenen Walliser Fieschergletscher, oder die fast spaltenlose flache Partie des Gornergletschers oberhalb seiner Einengung mit der Zerrissenheit in der unterhalb folgenden steilen Eisstromschnelle. Das Spaltensystem, wie der Schaum am Sturzbach entsteht ununterbrochen und vergeht ununterbrochen wieder.

Die Spalten des Eisstromes sind die folgenden:

a) Die Randspalten („crevasses marginales“) der Gletscher fehlen niemals ganz. Sie gehen vom Rande unter einem Winkel von im Mittel 45° schief gegen die Mitte aufwärts, sie klaffen am Rande und oben am weitesten und keilen gegen die Mitte und die Tiefe aus. Ihre Entstehung folgt schon aus der thalabwärts bogenförmig ausgekrümmten Lage der Zugkurven, wie sie infolge der in der Mitte raschern Bewegung sich bilden müssen. Die Randspalten sind die einzigen Klüfte, welche rein aus der fliessenden Bewegung notwendig folgen, und selbst bei mathematisch regelmässig ausgeglichenem Thalbett in gesetzmässiger Weise entstehen müssten.

Folgende Messungen können die Begründung noch vervollständigen:

Die sogen. rote Steinlinie, wie sie 1874 quer über

den obern Rhonegletscher (Rh. Verm.) hergestellt worden ist und sich dann thalauswärts ausbog, streckte sich wie folgt durch die Ausbiegung (die Messungen beziehen sich jeweilen auf die Zeit von Ende August oder Anfang September; vgl. Tafel II):

Jahrgang	Länge der Linie	Streckung im Jahr
1874	1035 m (geradlinig)	
1875	1049 (gebogen)	14 m
1876	1136	87
1877	1256	120
1878	1380	124
1879	1522	142
1880	1728	206
1881	1878	150
1882	2073	195

Die Streckung nimmt erst langsam, dann rascher zu. In der Zeit von 8 Jahren hat die in einer geraden Querlinie über den Gletscher bestehende Aneinanderreihung der Eisteilchen sich auf die doppelte Länge ausgestreckt.

Sehen wir zu, wie sich diese mittlere Streckung auf verschiedene Teile des Gletschers verteilt. Wir finden dann in runden Zahlen die Distanz zweier benachbarter Signalpunkte der ursprünglich geradlinigen Querprofillinie, welche ursprünglich 20 m betragen hat, wie folgt mit den Jahren zunehmen:

Mittlere Entfernung vom rechten Ufer (Breite 1035 m)	Nr. der Punkte	Distanz derselben in den Jahren 1874	1877	1880	1882	Streckung im ganzen von 1874 auf 1882
50 m	3 u. 4	20,6	95,5	126,5	?	von 1 auf 7
210	11 „ 12	20,0	35	47,5	70,0	„ 1 „ 3,5
470	24 „ 25	20,0	22	25	27	„ 1 „ 1,35
690	34 „ 35	20	20	19	20	„ 1 „ 1
930	47 „ 48	20	22	40	52	„ 1 : 2,6
1030	52 „ 53	20	35	55	75	„ 1 : 3,75

Zu bemerken ist, dass Nr. 3 und 4 thalwärts hinter einem Vorsprung liegen, und dass infolge der Thalkrümmung das Bewegungsmaximum hier nicht in der Mitte bei 517 m, sondern bei Nr. 30 und der mittlere Stromstrich von Nr. 24 bis Nr. 40 liegt. Aus diesen Zahlen wird deutlich:

a) Dass die Streckung der Verbindung zwischen zwei Punkten nahe am Rande am grössten ist und

gegen die Mitte abnimmt und dass sie im mittlern Stromstrich, wo keine starken relativen Bewegungen mehr bemerkbar sind, fast ganz aufhört. Hieraus geht sofort hervor, dass die Spalten am Rande beginnen und von dort allmählich weiter einreissen müssen, und dass sie am Rande am weitesten klaffen, die Mitte aber gar nicht erreichen.

b) Vergleicht man diese Zahlen mit der graphischen Darstellung auf Tafel II, so sieht man sofort, dass dann die Streckung am raschesten fortschreitet, also am intensivsten ist, wenn das ins Auge gefasste Linienstück sich in der Richtung ca. 45° zur Bewegungsrichtung vom Rande gegen die Mitte abwärts um den Rand gedreht hat. Nachher wird die jährliche Verlängerung wieder kleiner, indem ein ungefähr gleicher absoluter Betrag von Streckung sich auf eine stets längere gezogene Querkurve verteilt. Hieraus folgt mit Notwendigkeit, dass die Richtung, in welcher die Spalten entstehen müssen, unter etwa 45° vom Rande gegen die Mitte aufwärts läuft, denn sie steht ja senkrecht zum Maximalzug.

Das deutlichste Bild über die Verteilung der Spannungen gewännen wir wohl dann, wenn wir (wie ich schon lange vorgeschlagen habe, aus Zeitmangel aber selbst noch nicht ausführen konnte) auf verschiedenen Stellen des Eises nicht geradlinige Querprofile, sondern Kreise aus kleinen Steinen ziehen würden. Dieselben müssten bald ihre Form in elliptische Gestalten ändern. Die grosse Achse würde im Vergleich mit dem ursprünglichen Durchmesser das Mass für die Streckung, die kleine dasjenige für die Kompression ergeben, und zwar beides sowohl nach Richtung als nach Betrag.

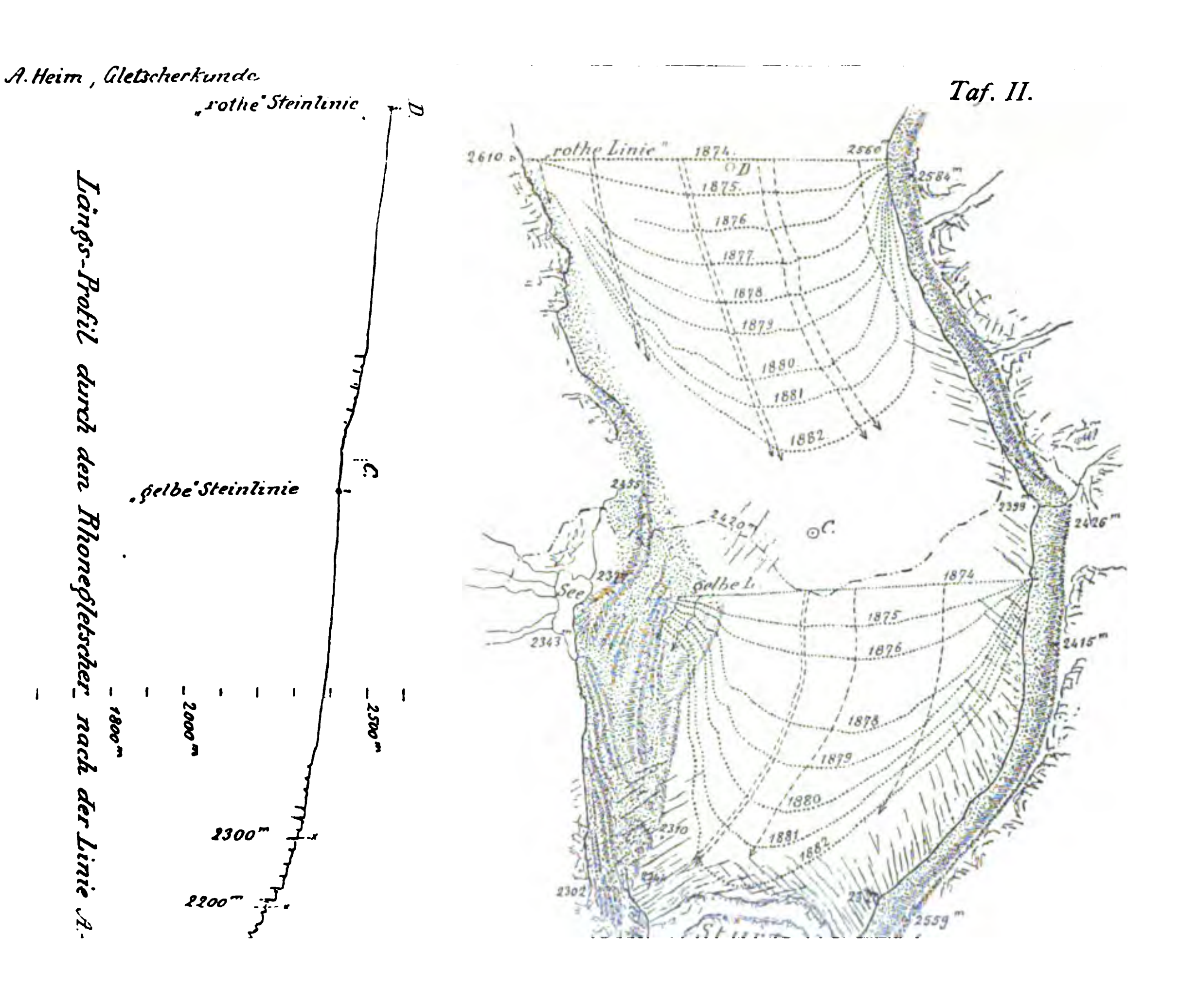
Die Randspalten kommen bald nur spärlich, bald in grosser Zahl vor, spärlich in ruhigem glattwandigem Gletscherbett, besonders zahlreich rings um Vorsprünge der Thalwand, welche das Eis am Ufer mehr als gewöhnlich verzögern und durch Zusammendrängen in der Mitte beschleunigen. Dort bilden sie fast einen Fächer (z. B. bei Mieselen und Escherhorn am Aargletscher, bei Angle und Trélaporte am Mer de Glace). Ferner

sind bei sich umbiegendem Gletscherthal die Randspalten viel zahlreicher und grösser am äussern konvexen als am innern Gletscherrande. Dort ist mehr Streckung, hier mehr Kompression. Manchmal reichen die Randspalten nicht bis $^1/_{10}$, gewöhnlich aber auf etwa $^1/_5$ oder $^1/_3$ über die Breite des Gletschers hinein. Nur selten, besonders oberhalb Gletscherbrüchen, können sie von jeder Seite her über die Mitte hineingreifen, so dass sie in den mittlern Teilen sich kreuzen und das Eis in gewaltige prismatische Pfeiler zerlegen (z. B. nach Held am obern Rhonegletscher).

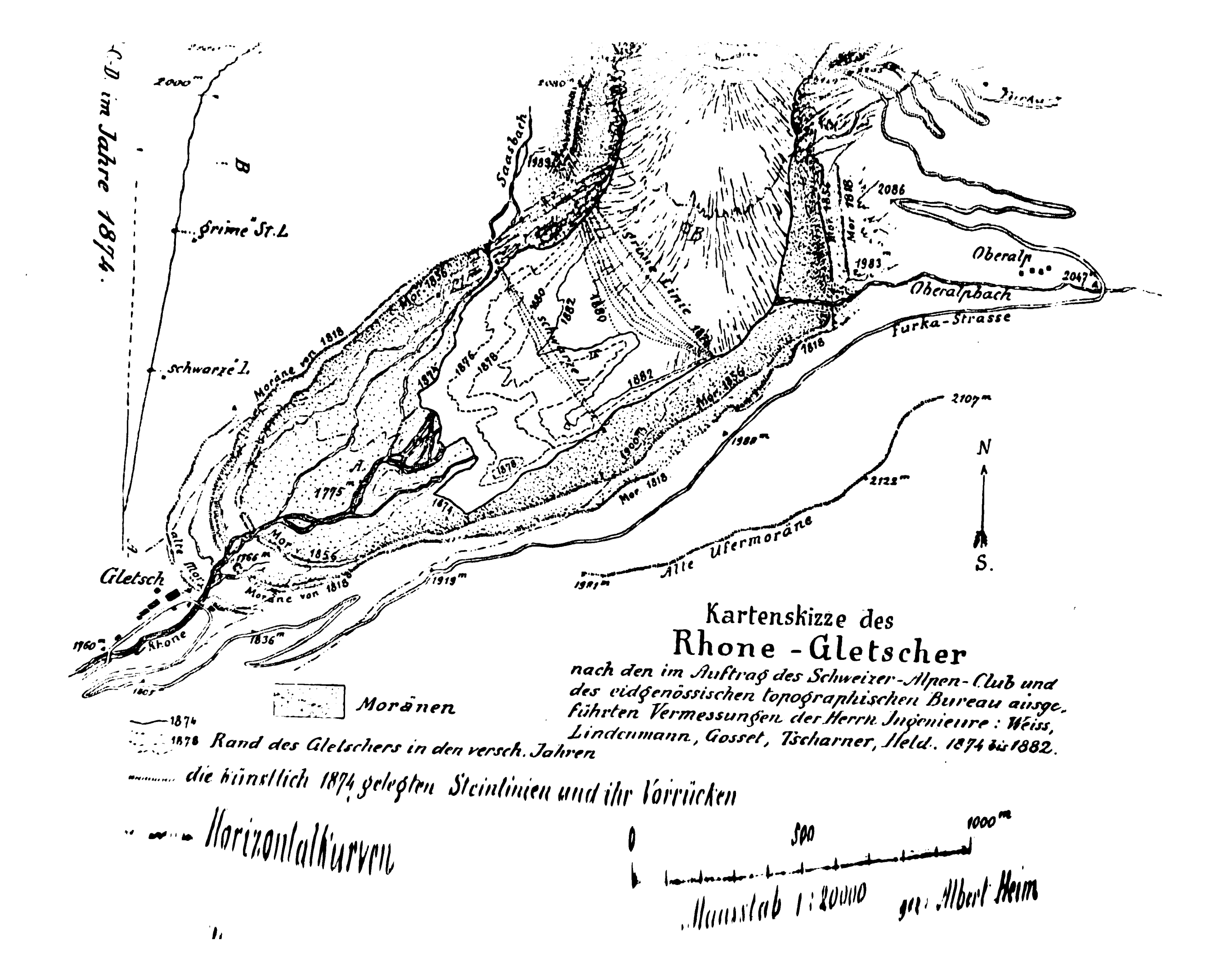
Jede Randspalte dreht sich um den Gletscherrand herum. Der weiter im Gletscherstrom liegende Teil geht rascher thalwärts, der dem Rande näher gelegene wird relativ zurückgehalten. So bildet die zuerst mit ca. 45° zur Gletscherachse thalaufwärts gerichtete Spalte mit dieser allmählich einen steilern Winkel, sie würde transversal zur Strömung gestellt werden und zuletzt thalabwärts in den Gletscherkörper hineinlaufen, allein unterdessen ist sie ganz anderen mechanischen Bedingungen überliefert worden. Die Richtung des Maximalzuges steht nach einiger Drehung der Spalte nicht mehr senkrecht auf der letztern, deshalb wird sie bald nicht mehr weiter geöffnet. Die Maximaldruckrichtung fällt nicht mehr mit der Spalte zusammen, sondern steht schief dazu und schliesst sie deshalb wieder. Meist schon bevor die Randspalten transversale Richtung angenommen haben, sind sie wieder geschlossen. Ihre Spuren bleiben noch einige Zeit teils in durch Abschmelzung der Spaltenränder bedingten Furchen oder Löchern, teils in Linien von Sand und Staub, welche an den Spaltwänden hingen. Manche Spalten füllen sich mit Schnee und Wasser und bilden dadurch fortsetzende, mehr und mehr komprimierte Bänder von weissem porösem Eise, im kompaktern Gletschereise eingelagert. Unterdessen sind neue Spalten entstanden, welche die alten in schiefem Winkel schneiden. Die geschlossenen alten Spalten lassen sich an den Wänden der neuen hie und da noch deutlich als scharfe, nicht selten mit einer dünnen Eisschicht ausgegossene Fugen erkennen

A. Heim, Gletscherkunde

Taf. II.



Längs-Profil durch den Rhonegletscher nach der Linie A.-


C-D im Jahre 1874.
B
grüne St. L
schwarze L.
Saasbach
grüne Linie
schwarze L.
Oberalp
Oberalpbach
Furka-Strasse
Moräne von 1818
Mor. 1856
Mor. 1818
Mor. 1856
Moräne von 1818
alte Mor.
Alte Ufermoräne
Gletsch
Rhone
N
S.
Kartenskizze des
Rhone-Gletscher
nach den im Auftrag des Schweizer-Alpen-Club und des eidgenössischen topographischen Bureau ausgeführten Vermessungen der Herrn Ingenieure: Weiss, Lindenmann, Gosset, Tscharner, Held. 1874 bis 1882.
Moränen
1874
1878 Rand des Gletschers in den versch. Jahren
die künstlich 1874 gelegten Steinlinien und ihr Vorrücken
Horizontalkurven
0
500
1000m
Masstab 1:20000
gez. Albert Heim

und sind durchaus nicht zu verwechseln mit den „blauen Bändern". Stürzt in eine Spalte ein Schmelzwasserbach, so hält sich derselbe durch Ausschmelzen oft noch eine rundliche Erweiterung offen und ein tiefes blaues, oft wassererfülltes Kamin bezeichnet die einstige Existenz der früheren Spalte. Allein Oberflächenabschmelzung und weiterer Verschluss durch Kompression verwischen allmählich auch solche Spuren. Randspalten sind beständig im Entstehen und Vergehen begriffen.

Der genannte Winkel von 45° für die Randspaltenrichtung ist nicht eine exakte Angabe. Bisher ist die genaue Richtung frisch geöffneter Spalten noch fast niemals notiert worden. Die in die Augen springenden klaffenden Spalten sind schon etwas um ihre ursprüngliche Richtung gedreht. Wir finden da meistens Beträge zwischen 45 und 60°. Offenbar ist die Richtung der Randspalten auch ursprünglich je nach der Querschnittsform, der Mächtigkeit und den relativen Geschwindigkeiten im Eise etwas verschieden. Ausnahmsweise finden wir auch Randspalten, die mit bloss 30 bis 40° vom Ufer abstehen.

b) Die Querspalten („crevasses médianes", „Transversalspalten") sind die mächtigsten. Sie bilden sich bei Longitudinalzug im Eise; solcher wird in den obern Schichten stets fühlbar, wenn der Gletscher über ein Knie im Thalbette heruntersteigt. Unter diesen Bedingungen kann der Gletscher mechanisch vom obern Absturzrande an nach unten wieder als eine neue sich bewegende Masse angesehen werden. Die Querspalten entsprechen wie die Randkluft der Firnmulden den Anrissklüften am obern Rande, z. B. einer Schuttrutschung, eine zweite Bewegungsgruppe reiht sich der ersteren an.

Das Auftreten der Querspalten ist stets gebunden an den Uebergang zu einer steilern Böschung des Untergrundes. Querspalten kommen deshalb nicht bei allen Gletschern und jeweilen nur in bestimmten Teilen vor.

Höchst selten reicht ein und dieselbe Querspalte vom einen Rand des Gletschers bis zum anderen. Meistens verbinden sich die Querspalten mit den Randspalten zu bogenförmig thalaufwärts gekrümmten Spaltensystemen.

Die Form dieser Querklüfte ist indessen auch abhängig von der Gestalt, welche der obere Rand der Steilstufe des Untergrundes besitzt.

Gerade hier unter allen Fällen, wo Zug ins Spiel kommt, ist die Brüchigkeit des Eises am deutlichsten, denn hier ist kein wesentlicher seitlicher Druck vorhanden, der die Teilchen seitlich in der Zugrichtung auseinander quetschen und dadurch die Wirkung des Zuges mildern würde. Der Zug wirkt fast allein. Schon eine Böschungszunahme, die an der Oberfläche des Eisstromes gemessen nur 2 bis 3° beträgt, kann zahlreiche gewaltige Querspalten erzeugen. Ein Böschungsbruch von 4° auf 9° 25′ beim „Angle" am Mer de Glace z. B., also ein ganz stumpfer Kniewinkel von 180 — 5° 25′ = 174° 35′ erzeugt eine Querklüftung, welche den Gletscher an jener Stelle unüberschreitbar macht. Nur eine jeder Zähigkeit bare dickflüssige Masse kann auf Zug sich so spröde verhalten. Ein Kniewinkel von 160 bis 170°, über den der Gletscher fliessen muss, erzeugt schon einen eigentlichen Gletscherbruch. Wo das Mer de Glace von 5° 10′ auf 22° 20′ Neigung übergeht, bildet es dadurch die Eiskaskade des Glacier des Bois. Der gewaltige Eissturz des Rhonegletschers ist mit einem Gefällsbruch der Eisoberfläche von 10° auf 30° verbunden, was einem Kniewinkel des Untergrundes von ca. 165° entsprechen wird.

Nach Rendu durchsetzen die Querklüfte den steilen Gletscher im Thal der Maurienne, aus welchem der Arc kommt, bis auf den Grund, so dass man den Fels am Grunde der Spalten sieht. Bei grossen Gletschern geht die Trennung nicht so weit. Durch zahllose Querschnitte zersplittert die Eismasse in riesenmässige vertikale Platten, die in der Tiefe, wo Longitudinalpression vorhanden ist, dicht zusammengeschlossen sind, oben sich weit öffnen und abwärts sinkend eine gewaltige Treppe bilden. Bald stürzen die Platten zusammen, bald starren sie wie Ruinen als zerspaltene Mauern und Türme in die Höhe, die von der Abschmelzung in der sonderbarsten Weise weiter modelliert werden.

Wenn die steile Böschung wieder in eine flache übergeht, dann kommt starke Longitudinalpression in den obern Eisteilen zur Geltung. Dieselbe schliesst rasch die Querklüfte wieder. Dies findet regelmässig am Fuss der Gletscherbrüche statt.

Da Wechsel von Thalstufen mit Terrassenabstürzen in den Alpenthälern die Regel ist, so sind auch Gletscherbrüche sehr häufig. Einige Beispiele bieten:

Zuflüsse des Mer de Glace (Mont Blanc)
Rhonegletscher
Durandgletscher
Trientgletscher
Saleinazgletscher
Arollagletscher (Wallis)
Ewigschneefeld (Aletschzufluss)
Theodulgletscher
Gornergletscher
Finsteraarfirn (Bern)
Grindelwaldgletscher (Bern)
Steingletscher (Sustenpass Bern)
Triftgletscher (Sustenpass Bern)
Bifertengletscher (Glarus)
Labyrinth am obern Morteratschgletscher (Bernina)
Pasterzengletscher (Tirol)
Gross-Oetzthalergletscher (Tirol)
Mittelberggletscher (Tirol).

Von den norwegischen Gletschern, denjenigen des Himalaya und von Neuseeland, den spitzbergischen und den grönländischen Gletschern der Randzone werden entsprechende Erscheinungen berichtet.

c) Die Längsspalten („crevasses longitudinales“) treten stets auf, wo ein Gletscher aus einer Thalverengerung in eine Thalerweiterung tritt. Dort fliesst er langsamer. Es herrscht in der Mitte Longitudinalpressung. Seitlich weicht das Eis auseinander. Sein eigenes Gewicht zieht es beiderseits von der Mitte weg. Es entsteht nun ein fächerförmiges Spaltensystem, dessen mittlere oft sehr lange Spalten wirklich in der Längsrichtung verlaufen, während die seitlichen mehr und mehr

in die echten Randspalten radialfächerig übergehen. Auch eine Längsrippe im Gletscherbett kann Längsspalten erzeugen, eine Thalverengerung schliesst sie wieder.

Nach unten wird der Gletscher durch Abschmelzung schwächer und schwächer. Bleibt das Thal ohne entsprechende Verengerung nach unten, so wird es durch das Schwinden dem Gletscher allmählich zu weit im Thale. Dies hat den genau gleichen Effekt, als ob das Thal sich erweitern würde. Das Gletscherende breitet sich unter seiner Last kuchenartig aus, der Druck ist radial gegen den untern Umriss der Eiszunge gerichtet, der Zug bogenförmig wie der Umriss. Die Folge ist ein radialfächeriges Spaltensystem am Ende, also ein Uebergang der Randspalten an den Seiten in Längsspalten am Ende des Gletschers.

Jede Ursache, diese Längsspalten am Ende wieder zu schliessen, fehlt. Der sie erfüllende Winterschnee schmilzt im Sommer wieder aus. Die Radialspalten des Endes sind mehrjährig, sie werden nur durch Abschmelzung abgetragen, während neue sich von Zeit zu Zeit bilden.

Früher sah man prachtvolle parallele Längsspalten im untern Teile des Rhone-, Arolla-, Miage-, Brenvagletschers. Seitdem dieselben aber so stark zurückgewichen sind, bleiben die Längsspalten nicht mehr stärker entwickelt als an einer grossen Zahl anderer Gletscherenden. Auffallende Längsspaltensysteme sind selten. Sèvé erwähnt Längsspalten von bis zu 60 m Länge, die im untern Teile des Böiumgletschers (Norwegen) da entstehen, wo die seitlichen Thalwände flacher werden und auseinander treten. Der Wind soll zu ihrer Erweiterung durch Ausschmelzung wesentlich beitragen.

d) Grundspalten sollten so gut wie Randspalten durch die Bewegungsverzögerung am Grunde auftreten. Ferner wären beim Uebergang eines Gletschers von steiler auf flachere Böschung Querspalten zu erwarten, die gegen den Grund sich öffnen, nach oben schliessen; denn dort bei Umbiegung des Gletscherkörpers nach oben herrscht Longitudinaldruck im obern, Longitudinalzug im untern Teil der Eismasse.

Hugi gibt an, dass er am Fieschergletscher unter dem Eise kriechend eine nach unten klaffende Grundspalte gefunden habe, die sich ca. 7 m hoch hinauf in das Eis fortsetzte und dort auskeilte. Weitere Beobachtungen sind nicht gemacht. Auch Hugis Angabe bezieht sich auf die Uferregion des Gletschers.

Je tiefer wir gehen, desto grösser wird der Druck des darüber lastenden Eises. Das Eis am Grunde eines mächtigen Gletschers muss infolgedessen am duktilsten, beweglichsten sich benehmen. Diese Betrachtung legt den Gedanken nahe, dass, wenigstens bei grössern Gletschern, Grundspalten vielleicht nicht möglich sind und dass auch den an der Oberfläche sichtbaren Spalten eine Tiefengrenze gesetzt ist, unter welcher das Ausweichen auf Druck so lebhaft geschieht, dass die Wirkung des reinen Zuges nicht einzutreten vermag. Die Spalten werden schon in ihrem Keime wieder zugequetscht, ähnlich wie Spalten in Felsen nur bis in begrenzte, freilich viel bedeutendere Tiefe möglich sind, und sehr tiefe Bohrlöcher, Tunnel, Stollen etc., ohne Auskleidung sich selbst überlassen, bis zum Verschluss zusammengehen. Untersuchungen über diese Frage beim Gletscher fehlen.

3. Die Blaublätterstrukturen

sind nach ihrer Lage im Eisstrome die folgenden (wobei wir hauptsächlich der Auffassung von Tyndall uns anschliessen):

a. Randstruktur („marginal structure“). Dieselbe läuft an der Eisoberfläche vom Rande unter schiefem Winkel thalabwärts gegen den Gletscher hinein in Form von Kurven, welche im Mittel senkrecht auf den Randspalten stehen; sie fällt ungefähr dem Thalbett parallel oder noch etwas steiler in den Gletscher hinein. Am Rande ist sie am stärksten, gegen die Mitte hin, bei Gletschern mit regelmässigem Gefälle, bedeutend schwächer entwickelt. Sie bildet sich am schönsten hinter Vorsprüngen der Gehänge oder am Eintritt in Thalverengerungen an Stellen, wo auch die Randspalten sehr aus-

geprägt sind, sie erhält sich dann im weitern Verlaufe des Gletschers, so dass das Ende die Summe aller weiter oben gelegentlich entstandenen Strukturen aufweist.

b) Querstruktur entsteht an solchen Stellen im Eise quer über die Mitte des Gletschers, wo eine besonders starke Longitudinalpressung vorhanden ist, also an Stellen, die umgekehrte mechanische Verhältnisse zeigen wie diejenigen, bei welchen Querspalten entstehen.

Querspalten entstehen, wo der Thalboden ein nach oben gerichtetes Knie aufweist, Querstruktur hingegen, wo ein Hohlknie vorhanden ist, d. h. am Fusse der steileren Partien, besonders am Fusse von Gletscherbrüchen. Zunächst läuft dann die beginnende Struktur quer. Infolge sowohl der in der Mitte grösseren Bewegung, als vielleicht auch des meistens etwas radial auseinander drängenden Druckes bildet sie bald die thalwärts gekrümmten, mit den Schmutzzonen gleichlaufenden Ogivenkurven.

Manche Gletscher haben in der Mitte oberhalb eines Bruches nur undeutliche Anfänge von Struktur; im untern Teil des Sturzes, der vielleicht unregelmässige Verstellungen ergibt und die alte Firnschichtung dadurch gänzlich gestört hat, ist die Struktur zunächst auch noch undeutlich, dann aber, am Fusse der Eisstromschnelle, da wo rasch die Querspalten sich alle geschlossen haben, erscheint sie in kurzer Distanz in grösster Klarheit und Regelmässigkeit ungefähr senkrecht auf die Richtung der Gletscherachse stehend (Forbes, besonders Tyndall, der solche Stellen „structure mill“ nennt). An solchen Stellen, wo ein sehr starker Druck thalwärts in der Gletscherachse herrscht, treten auch hier wie bei Schuttbewegungen die Wülste parallel mit der Struktur am deutlichsten auf. Partien des Eises werden hier völlig übereinander hinausgequetscht (z. B. am Glacier du Géant, nach Tyndall Gl. of the Alps, p. 415). Die Abschmelzung reduziert später diese Wellen wieder. Sie kommen am Rhonegletscher, Triftgletscher und anderen vor.

c) Längsstruktur entsteht an Stellen im Gletscher, wo eine starke seitliche Zusammenpressung des Eis-

stromes auftritt. Dies ist am häufigsten der Fall, wo ein seitlicher Gletscher zum ersten hinzutritt. Der eine komprimiert den anderen, beide müssen im bestehenden Bette Raum finden. Die Längsstruktur entsteht dann unter der Mittelmoräne, wie der Gletscher laufend, und zwar teils dadurch, dass die Randstrukturen der beiden Zuflüsse sich aneinander mehr und mehr parallel anschmiegen, teils aber verstärkt sich hier die Struktur und tritt nicht selten neu auf, während sie weiter oben am Rande der Zuflüsse noch gar nicht vorhanden war. Unter den meisten grossen Mittelmoränen ist die Längsstruktur zu finden. Tyndall erwähnt, dass z. B. der Talèfregletscher (Mont Blanc) durch seinen ganzen Gletscherbruch hinab im Mittelstrich Längsstruktur zeigt und dass dieselbe weiter oben entstanden ist, wo seine zwei Arme unter dem Jardin zusammenfliessen. Eine ausgezeichnete Längsstruktur findet sich unter der Mittelmoräne zwischen Zufluss des Géant und Zufluss des Léchaud, unter den Mittelmoränen des Gorner-, des Aargletschers etc.

d) Ausser diesen gewöhnlichsten Strukturlagen kommen noch häufig durch lokale Bedingungen erzeugte lokale Strukturen vor. Z. B. bilden sich solche direkt über hindernden Felsvorsprüngen, wo ein Gletscherthal eine scharfe Biegung macht etc. (Forbes und Tyndall, verglichen ferner S. 136 etc.).

Alle Strukturen, die weiter oben entstanden sind, finden wir summiert am Ende des Gletschers.

Forbes (S. 407) behauptet, dass die „veined structure“ nicht nur entstehe, sondern unter Umständen, z. B. wo durch Zerklüftung in mehrere Richtungen der Zusammenhang der Masse verloren gehe und die einzelnen Eisstücke sich in sich selbst starr bewegen, auch wieder langsam verschwinde und sich ausgleiche. Struktur wie Zerklüftung entstehen und vergehen. Diese Angabe bedarf weiterer Prüfung.

Die Schichtung ist oben deutlich und verliert sich mehr und mehr, die Struktur hingegen entsteht mehr und mehr in von der Schichtung unabhängiger Richtung, nämlich in derjenigen senkrecht auf den Maximaldruck

um so deutlicher, je stärker der letztere wird. Infolge der am Grunde und am Rande verzögerten Bewegung werden alle Strukturen nach und nach in die löffelförmigen Schalengestalten gebracht, die wir früher beschrieben haben.

Hier schliesst sich am besten noch ein Wort über die Erklärung der Struktur an.

Dass die blauen Bänder aus dem weissen Eise sich dadurch gebildet haben, dass die Luftblasen weggegangen und ihr Raum mit gefrierendem Wasser erfüllt worden ist, scheint selbstverständlich. Wie aber hat sich dieser Prozess vollzogen? Es bestehen hierüber 2 Hypothesen:

a) Forbes glaubt, dass die Struktur sich in den Flächen grösster Differentialbewegung, d. h. grösster innerer Verschiebung der Teilchen aneinander („in the direction in which the filaments slide each upon the other"), ausbilde, indem in diesen Flächen durch scherende Kräfte feine innere Zerreissungen und Zerteilungen, eine Art Desaggregation durch kleine Verschiebungen, streifenförmig entstehen, welche Luft austreten und Wasser eintreten lassen. Hiernach wäre die Struktur eine Art Fluidalstruktur („Schlierenstruktur").

b) Tyndall stützt sich darauf, dass der Schmelzpunkt des Eises durch Druck erniedrigt wird, also aus Eis von 0° Wasser von etwas niedrigerer Temperatur ausgequetscht werden kann, das, vom Drucke befreit, sofort wieder gefriert (Thomson). Tyndall hält nun dafür, dass die Struktur sich bilde, indem in Flächen senkrecht auf starken Druck durch diesen eine innere Verflüssigung vor sich gehe. Auf diesen Flächen innerer Verflüssigung werden die Luftblasen ausgequetscht und ihre Hohlräume mit durch Druck gebildetem Wasser wieder ausgefüllt. In dichtem Eise erhielt Tyndall unter der Presse sowohl in Luft wie unter Wasser eine Art Blätterstruktur. Nach Tyndall wäre die Blaublätterstruktur zu dem Clivage (Druckschieferungen) zu stellen.

Allerdings fallen die Flächen grösster Differentialbewegungen sehr oft nicht genau senkrecht auf den Maximaldruck. Die Abweichungen beider durch Gestaltunregelmässigkeit, durch beständige Drehungen infolge

der fortschreitenden Bewegung etc. sind aber leider meistens geringer als unsere Möglichkeit, bei der geometrisch nicht einfachen Gestalt der Gletscher die Richtung der einen oder anderen exakt zu bestimmen. Allerdings gibt es doch Punkte, die eine Differentialdiagnose zwischen diesen beiden Theorien ermöglichen sollten. Es würde uns indessen hier zu weit führen, näher hierauf oder auf die Frage einzutreten, wie nach der einen und nach der anderen Hypothese die Abflachung der Gletscherkörner in der Strukturebene sich erklärt.

Bis jetzt fehlen Beobachtungen und Experimente, welche uns sagen könnten, welche oder ob beide oder gar keine der genannnten Hypothesen zur Entstehung der Blaublätterstruktur mit der Wirklichkeit übereinsimmt. Im letztern Fall haben wir eine andere Erklärung zu suchen.

Solange man zähflüssige und dickflüssige Massen nicht unterscheidet, geht aus den Thatsachen ein scheinbarer Widerspruch, den Tyndall in aller Schärfe betont hat, hervor:

Die Bewegungsgesetze, die Struktur des Gletschers deuten auf eine zähflüssige Masse hin, die Spalten hingegen auf eine spröde Masse.

Der Gletscher scheint die eine Eigenschaft von den einen, die andere von den anderen Körpern entlehnt zu haben. (Forbes sagt S. 406: the glacier struggles between a condition of fluidity and rigidity.)

Sobald wir aber die dickflüssigen Massen, bei denen die innere Reibung grösser ist als die Kohäsion, unterscheiden von den zähflüssigen, wo das Umgekehrte stattfindet, so erscheint dieser Widerspruch als eine notwendige Folge der besondern Konsistenz. Wir haben das Resultat gewonnen:

I. Auf Druck verhält sich der Gletscher stets plastisch. Je grösser lokal der Druck der eigenen Schwere ist und je ungehemmter er wirkt, desto schneller

wird, wie bei einer Flüssigkeit, die Bewegung. Gesteigerter Druck erzeugt Quetschung, seitliches Ausweichen und dadurch Blaublätterstruktur, die im allgemeinen senkrecht auf seiner Richtung steht.

II. Auf Zug verhält sich der Gletscher stets spröde, er zerreisst. Senkrecht auf die Richtung des grössten Zuges entstehen die Spalten um so zahlreicher, je grösser, je stärker der Zug ist.

Anhangsweise bleibt noch zu erwähnen, dass hie und da bei der Gletscherbewegung auch stärkere innere Verschiebungen auftreten. Nicht selten beobachtet man an den Endabfällen von Gletschern, dass die obern Eisschichten über die untern hinausgeschoben sind, oder man sieht oberhalb von Thalwandvorsprüngen einzelne longitudinale Verschiebungsfugen. Nach den bisherigen Beobachtungen sind solche Verwerfungen im Gletscher stets lokale und untergeordnete Erscheinungen, welche von besondern Gestaltungsverhältnissen des Untergrundes abhängen.

Abschnitt V.

Die Auflösung der Gletscher.

Der Gletscher wird von allen Seiten von den schmelzenden Agentien angegriffen. Im obern Teile, dem Sammelgebiete, fliesst das Schmelzwasser nicht oder nur zum kleinen Teile ab, es sickert vielmehr in die poröse Masse ein, treibt Luft aus und erzeugt dadurch bei Mitwirkung von Druck und Kälte die innere Vereisung. Es ergibt keinen starken Substanzverlust. Weiter abwärts aber ist das Gletschereis kompakter geworden, das Schmelzwasser desselben wird nicht mehr vom gebliebenen Gletscher aufgehalten, es fliesst mehr und mehr ab, teils auf, teils unter dem Gletscher. Am Ende entströmt dem Gletscher ein Schmelzwasserbach.

Die Auflösung des Gletschers ist:

A. eine Abschmelzung von oben;
B. eine Abschmelzung von unten;
C. eine innere Schmelzung.

Die Agentien der Abschmelzung sind für A. Sonnenstrahlung, Reflexion durch die Felsen, warme Luft, feuchte Luft, Regen; für B. das in den Spalten und Haarspalten cirkulierende Wasser, auch eindringende Luft, ferner der Druck; für C. die Seitenbäche der Thalgehänge, die Schmelzwasserbäche unter dem Gletscher, die Luftströmungen durch Eishöhlen, die Erdwärme. Da, wo die Gletscher bis ins Meer hinausstossen, kommt als ein viertes Auflösungsmittel die Treibeisbildung hinzu.

A. Die Abschmelzung des Gletschers von oben (Ablation).

1. Der Betrag der Ablation.

Die Eisschicht, welche von der Oberfläche durch Abschmelzung in einer bestimmten Zeit weggenommen wird, kann bestimmt werden entweder dadurch, dass das allmähliche Hervortreten von ins Eis eingepflanzten Pfählen, oder dadurch, dass die Tiefenabnahme gebohrter und sorgfältig vor Wasserwirkung beschützter Löcher gemessen wird, oder endlich dadurch, dass durch Bedeckung mit schlechten Wärmeleitern geschützte Eispartien sich allmählich relativ über die abschmelzende Umgebung erheben.

In den Firnmulden ist die mittlere jährliche Ablation bisher nicht bestimmt worden, weil die jährlichen Schwankungen sehr bedeutend sind und nur durch viele Jahre fortgesetzte Beobachtungen endlich eine brauchbare Zahl liefern würden.

An der Firngrenze in den Alpen vermag im Mittel die Ablation den jährlichen Zuwachs, der 2 bis 2½ m Firn beträgt, wegzunehmen. Auf dem Unteraargletscher fand Agassiz 1841 bis 1842 an verschiedenen Stellen eine Ablation von 3 bis 3½ m; ein Mittel aus 3½ Jahren, gewonnen an dem Austauen von in Bohrlöchern versenkten Holzstücken, ergab 3,2 m. Collomb schätzt die mittlere jährliche Ablation in den Alpen auf 1 m in der Firnmulde, 2 bis 2½ m in den mittlern Gletscherhöhen wenig unterhalb der Firnlinie, 3 bis 3½ m gegen das Gletscherende hin. In warmen und zugleich feuchten Jahren kann sie höher steigen, in kalten Jahren wird sie etwas geringer sein. Auch Sèvé beobachtete beiläufig auf den Gletschern des Justedalgebietes eine jährliche Ablation von 2½ bis ungefähr 3½ m.

Bestimmt man die tägliche Ablation, so bemerkt man sofort den direkten Einfluss der Witterung auf der Eisfläche. Es finden sich hierüber unter anderen in der Litteratur folgende Zahlen:

Tägl. Ablation in Metern	Zeit und Witterung	Ort d. Beobachtung u. Beobachter
0,0354	mittlere Lufttemperatur + 4,6°	Auf d. Faulhorngletscher (Berner Oberl.) nach Martins 1841-42, 2800 m hoch
0,0667	mittlere Lufttemperatur + 7,0°	
0,033	August 1841	Aargletscher n. Agassiz
0,070	Juli 1842	
0,050—0,110	Juli 1842	
0,065—0,075	Juli 1842 Regentage	
0,0448	21.—31. Juli veränderlich bis schön	Unteraargletscher n. Agassiz 1845. Mittel von 21 Beobachtungspunkten, 2000 bis 2500 m hoch
0,0253	31. Juli bis 10. Aug. neblig, regnerisch	
0,0136	10.—16. Aug. Nebel, Regen, Schnee	
0,0302	16. Aug. bis 6. Sept. veränderlich, mild	
0,0246	6.—12. Sept. ziemlich schön	
0,0150	12.—24. Sept. Schnee, Regen, veränderl.	
0,0177	August und September 1845	Grünberggl. nach Agassiz
0,030	8. Juli bis 16. August	Gross. Aletschgl. nach Arn. Escher v. d. Linth
0,027—0,030	August und September	Pasterzengl. n. Schlagintweit (Jahreszahl wird nicht angegeb.)

Die Abtragung ist vorzüglich im Juli, August und September lebhaft und kann im August allein in günstigen Jahren 1 m betragen. Teilweise dauert sie auch noch im Oktober fort.

Ein einziger Schneefall vermag die Wirkung der Wärme auf den eigentlichen Gletscher während ganzer Tage zu verzögern. Im Mai und Juni wird die Wärme vorzüglich zur Entfernung der Schneedecke verwendet und wenig Masse dem Gletscher selbst entzogen. Im Winter steht die Ablation des Gletscherkörpers meistens stille.

Schlagintweit nimmt 3 cm Ablation als Mittel für einen Sommertag und wie Agassiz 3 bis 3½ m als Jahresmittel für die Gletscherzunge an.

Einen bedeutenden Einfluss hat die Lage der Oertlichkeit. An Schattenseiten ist die Ablation geringer als an der Sonnenseite, der Gletscher deshalb gewöhnlich an der Schattenseite etwas höher als an der Sonnenseite. An den Rändern schmilzt durch die Reflexion der Thalwände mehr ab als in der Mitte, so dass die Randteile herab-

gedrückt, die Mitte aufgewölbt erscheint. Längs sonniger Felsufer fällt die Gletscheroberfläche nicht selten so steil ab, dass man vom Ufer nicht ohne Tritte ins Eis zu hauen auf den Gletscherrücken gelangen kann. Im allgemeinen nimmt die Ablation mit der Höhe ab, allein es ist dies nicht immer spürbar. An windstillen hellen Tagen ist sie oft oben grösser als unten. Andere lokale Einflüsse, wie die Neigung der Fläche gegen warme Winde, gegen die Besonnung, die Dauer der Besonnung etc., können viel stärker werden als die Wirkung der Höhe. Im grossen Ganzen, wenn nicht sehr ungleicher Schneefall das Verhältnis umkehrt, sind die Gletscher an der Sonnenseite der Gebirge infolge rascherer Aufzehrung schwächer entwickelt als an der Schattenseite.

Wie die Temperatur, so hat auch die Ablation eine tägliche Periode. Die Beobachtungen darüber sind nicht zahlreich. Dollfuss gibt (Ag., Syst. 405) folgende Reihe vom 31. August 1844 auf dem Aargletscher, welche die Ablation in Millimetern per Stunde misst:

Zeit	vor 9^h m.	10^h	11^h	12^h	1^h	2^h	3^h	4^h	5^h etc.
Temp. im Schatten		$+9^0$	9,5	11,5	12,5	9	6,5	4,5	4
Ablation . .	0	8	7	12	10	5	2	1	0

In diesen 8 Stunden betrug die Ablation 45 mm, stieg aber an der gleichen Stelle an wärmeren Tagen auf 65 mm. Wie am 31. August 1844 auf dem Aargletscher, so steht in der Regel in den Alpen bei gewöhnlichen Witterungsverhältnissen die Ablation in der Nacht vollständig ab. Weht aber Föhn oder fällt warmer Regen, so dauert sie, wenn auch etwas vermindert, in der Nacht fort.

Messungen der Ablation der Polargletscher fehlen noch.

Die Ablation zeigt nach dem obigen:

1. Veränderung bis zu vollständigem Aufhören nach den Tagesstunden;
2. ebenso nach der Witterung;
3. ebenso nach den Jahreszeiten;
4. Veränderung nach den Jahrgängen;

5. Unterschiede nach den lokalen Bedingungen (Exposition, Klima etc.).

Messungen der Ablation und ihres Ganges auf Gletschern klimatisch abweichender Gebiete sind wünschbar.

2. Der Einfluss auf die Ablation durch Fremdkörper auf dem Eise.

Einen grossen Einfluss auf den Betrag der Abschmelzung haben die auf dem Gletscher liegenden Fremdkörper. In erster Linie steht hier der Felsschutt, der durch die Verwitterung an den Gehängen und Gräten abgetrennt worden und auf den Gletscher gestürzt ist. Er bildet die grossen Schuttwälle, welche man Moränen nennt. Wir setzen hier die allgemeinen Erscheinungen der Moränen als bekannt voraus und verweisen im übrigen auf Abschnitt VII.

a) Massenhafter Felsschutt schützt die Eisunterlage teilweise vor Abschmelzung. Die schuttfreien Umgebungen sinken rascher ein. Infolge davon erhebt sich die schuttbedeckte Eismasse relativ mehr und mehr über die Umgebung. Am Rande gleiten oder rollen allmählich die Trümmer auf die vertiefte Umgebung herab; der Umkreis, auf welchem sie das Eis schützen, wird dadurch weiter, die Schuttdecke aber gleichzeitig durch Ausbreitung dünner. Der Vorgang kann so weit gedeihen, bis durch relative Erhebung der schuttbedeckten Eisfläche die Blöcke so zahlreich seitlich abrutschen, dass nun die Randteile besser geschützt sind als die Mitte und ein umgekehrter ausgleichender Prozess eintritt. Wenn man einen grossen Haufen Felsschutt auf die ebene Gletscherfläche wirft, so findet man an seiner Stelle schon nach einigen Sommerwochen einen gleichförmigen regelmässigen Schuttkegel, der bei genauer Prüfung sich als ein Eiskegel, von einer gleichförmigen Schuttschicht bedeckt, erweist. Die Böschung dieser unter dem Einfluss der Ablation ausgebreiteten und ausgeglichenen, schuttbedeckten Eisflächen beträgt in der Regel 20 bis 30°. Agassiz fand für die Mittelmoräne des Aargletschers

eine tägliche Ablation von 0,0075, während gleichzeitig das umgebende schuttfreie Eis um 0,030 abschmolz; er schätzt die Verminderung der Ablation durch eine gewöhnliche Decke von Steinschutt per Jahr auf ca. 1 m. Der Schutz der Unterlage vor Abschmelzung durch Moränen ist also bloss ein relativer. Um so viel (1 m) kann sich jährlich relativ eine schuttbedeckte Stelle über die schuttfreie Gletscherfläche erheben.

So sehen wir denn, dass alle auf dem Eise liegenden Moränen thalwärts stets höhere Hügelzüge bilden. Der Unkundige betritt dieselben oft ahnungslos, die Steine gleiten unter seinem Fusse ab, und dieser selbst, mit dem klaren Eise in Berührung gelangend, verliert seinen Halt. Die Mittelmoräne des Aargletschers besteht aus einem erst nur einige Meter, dann aber 20, 30, ja 50 bis 60 m hohen, mit gleichmässiger Schuttschicht bedeckten Eiswall. An zahlreichen anderen Gletschern, bei Seitenmoränen wie bei Mittelmoränen, finden wir ähnliche Beträge. Wenn hie und da ein ganzer Felsbruch auf den Gletscher gestürzt ist, so bleibt unter demselben ein hoher Eiskegel stehen. Jeder schuttreiche Gletscher kann solche Bilder aufweisen. Auch aus Grönland werden die schuttbedeckten, durch Verminderung der Ablation gebildeten Kegel und die Moränenwälle erwähnt. An den Grenzen der Jensenschen Nunataker daselbst finden sich z. B. solche schuttbedeckte Eiswälle von 125 m Höhe.

Schuttreiche Gletscher (Unteraar-, Zmuttgletscher, viele Gletscher des Himalaya und von Neuseeland) werden bedeutend länger durch Ablationsverminderung, als dies ohne Schutt möglich wäre.

Feines Material, Sand, Erde etc. verhalten sich ganz gleich, sobald sie in etwas dicken Massen vorhanden sind. Die unter Sandhaufen oft zu Hunderten in den moränischen Streifen der Gletscher gebildeten Sandkegel zeichnen sich oft durch eine wahrhaft erstaunliche Regelmässigkeit aus.

b) Einzelne Felstrümmer schützen die Unterlage in ähnlicher Weise vor Ablation, wie dies durch grössere Massen geschieht. Auch da ist der Schutz kein absoluter. Schlagintweit findet, dass unter Felsblöcken die Ablation

ungefähr $^1/_3$ so gross sei wie an freier Eisfläche. Dadurch erhebt sich der Felsblock allmählich über die Umgebung auf einem Kegel von Eis als Fuss. Das Gebilde erinnert, besonders wenn der Block eine flache Platte ist, an einen Tisch und heisst deshalb Gletschertisch. Der Eisfuss schwindet allmählich mehr und mehr zusammen, und zwar rascher auf der Sonnenseite als auf der Schattenseite. Der Block neigt sich dadurch der Sonne entgegen, bis er endlich, stets gegen Süden, abrutscht. Am Fusse des Eispfeilers wirkt er wiederum schützend auf seine nun etwas verschobene Unterlage, es entsteht ein neuer Gletschertisch, während der entblösste ältere Eispfeiler dahinter abschmilzt. Ohne Kompass und im dicksten Nebel ist es stets leicht, nach der Neigung der Gletschertische auf einem schuttbestreuten Gletscher die Himmelsrichtungen zu erkennen. Je gewaltiger der Felsblock, desto vollständiger ist der Schutz für seine Unterlage, desto höher kann der Eispfeiler sich erheben. Gletschertische von $^1/_2$ bis 1 m Pfeilerhöhe sind am gewöhnlichsten, es gibt aber auch solche von 2 bis 4 m Eisfuss. Die Abbildungen von Gletschertischen, welche man in Büchern findet, sind meistens übertrieben in dem Sinne, dass der Eisfuss fast niemals ein so schlanker Pfeiler, sondern gewöhnlich eine plumpe, dicke, oben schief abgestumpfte Pyramide ist.

Den Eiswall unter einer Moräne kann man auffassen als einen Komplex zahlreicher verwachsener Gletschertischpfeiler.

Auf schiefen Eisflächen bilden sich die Gletschertische nicht leicht, auf ebener Fläche am besten. Man trifft sie da oft zu vielen Hunderten beisammen. Moränen, die aus zerstreutem Schutt bestehen, so dass die Trümmer sich nicht berühren, bilden oft mit jedem grösseren Steinstück einen Gletschertisch und bestehen fast aus solchen. Ebenso zahlreich sind sie an dem etwas zerstreuten Rande der Mittelmoränen.

Auf den Alpengletschern „tischt" ein grösserer Block im Jahre gewöhnlich durchschnittlich einmal. An Orten und in Jahren besonders starker Ablation kann das

„Tischen“ in einem Sommer 2- oder 3mal eintreten, d. h. 2- bis 3mal kann der Block abrutschen und dann einen neuen Tisch bilden. Einzelne Gletschertische mit sehr grossen Blöcken können 2 bis 3 Jahre stets wachsen, bevor der Block abrutscht. Durch das „Tischen“ wandern die Blöcke allmählich ruckweise um geringe Beträge gegen Mittag.

Es gibt ausser den Gletschertischen auf dem Eise auch noch Firntische auf den Firnflächen und Lawinenkegeln. Infolge der geringern Festigkeit des Materiales sind sie aber stets weniger hoch als Gletschertische, und rings um dieselben herum ist durch Wärmeausstrahlung oder Reflexion des Blockes der Firn vertieft, so dass die Firntische sich in der Mitte von Vertiefungen erheben. Die Firntische sind auch viel seltener, weil hier die Aufhäufung des Schnees von Jahr zu Jahr zunimmt und die Trümmer gänzlich einhüllt. Nur früh im Sommer niedergefallene Felstrümmer bleiben derart an der Oberfläche, dass sie im Verlaufe des darauffolgenden Sommers Tische bilden können. Von manchen flachen Gletschern der Polarregionen wird erzählt, dass dort selbst die grössten Felsblöcke nicht „tischen“, indem dieselben von der am Horizonte kreisenden Sonne stets mehr Wärme empfangen, als die von den Strahlen nur unter sehr flachem Winkel getroffene Eisebene. Der Block erwärmt sich und sinkt in das Eis ein.

Kleine Fremdkörper auf dem Eise, wenn dieselben etwas dunklere Farbe besitzen, bilden nicht Tische, sie schmelzen im Gegenteil in die Eisfläche hinein infolge der Erwärmung, welche aus der stärkeren Absorption der Strahlen hervorgeht und das kleine Körperchen durch und durch zu erwärmen vermag. So sieht man herbeigewehte Blätter, Halme, Insekten 1 bis 20 cm tief im Grunde eines prismatischen vertikalen Loches liegen, das ganz getreu ihren Umriss behalten hat. Oft erscheint die ganze Oberfläche von zahllosen vertikalen cylindrischen oder doch prismatischen Löchern oder Poren durchbohrt, in deren Grund man jedesmal ein Sand- oder Erdteilchen entdeckt. Solche dunkle Körper sinken nicht schief in

der Richtung der Sonnenstrahlen, sondern unbekümmert um Band- und Kornstruktur in glattwandigen prismatischen Zellen vertikal ein. Dies gilt nicht nur für Steinchen, sondern auch für jedes einzelne Sandkorn, das im Grunde seines Schmelzcylinders erst dann gesehen wird, wenn man das Auge genau senkrecht darüber hält. Das zwischen solchen ausgeschmolzenen bienenwabenartigen Löchern gebliebene Eis bildet, ganz im Schmelzwasser stehend, oft messerscharfe Kanten, welche bei unvorsichtigem Berühren verletzen können. Da in den Alpen die Sonne niemals vertikal steht, müssen die vom dunkeln Steinchen absorbierten Sonnenstrahlen diejenigen sein, welche vorher einige Centimeter weit schief durch das Eis gegangen sind. Dass Eis in gewissem Grade diatherman ist, haben unter anderem die Versuche von Forel (Bull. Soc. vaudoise des sc. nat., 1871, S. 675 etc.) bewiesen.

Sand und Erde werden oft von den Schmelzwasserbächen der Eisoberfläche an einzelnen Stellen zusammengespült und bilden dort gruppenweise ihre Schmelzlöcher aus. Genau die gleiche Erscheinung wird von Jensen häufig in sehr grossem Massstabe aus dem grönländischen Binneneise beschrieben. Diese Schmelzwannen erreichen dort bis 1 m Tiefe und $^1/_2$ m Weite und waren dem Vordrängen sehr hinderlich. Nach Nordenskjöld sollen im Binneneise in enormer Ausdehnung sich schwarze Staubteilchen bald zerstreut, bald in Anhäufungen finden, die durch Schmelzung eingesunken sind und aus nickelhaltigem Eisen bestehen. Eine braune Alge wirkt dort in weiter Verbreitung auf dem Eise ähnlich.

Die Eigenschaft des Wassers, bei 0° specifisch leichter zu sein als bei 0 bis 4°, trägt viel zur weitern Austiefung der eben entstandenen Einsenkungen bei (Rumford). Sammelt sich Wasser in einer Vertiefung, so sinken die oberflächlichen, etwas erwärmten Teilchen als schwerer hinab, während die durch Schmelzung des Eises am Grunde des prismatischen Loches auf 0° erkälteten Wasserteilchen wieder emporsteigen. So entstehen vertikale Wirbel, die den Grund stets wieder angreifen und

so lange fortdauern, als die oberflächliche Erwärmung anhält.

Sand- und Erdteilchen, von den Schmelzwassern in verschiedener Weise zusammengespült, veranlassen die zahllosen Wassertümpel und Wasserwannen, die man auf den flachern Gletschern beobachtet und aus denen man die Luft des sich auflösenden Eises in Bläschen emporsteigen sieht. Häufig findet man die „Meridianlöcher“ (Desor), d. h. Schmelzwannen, von halbkreisförmigem Durchschnitt, die Rundung, die zugleich tiefer ist, nach Norden, den Durchmesser nach Süden gekehrt. Alle diese Löcher mit Ausnahme derjenigen, durch welche zufällig Spalten gehen, sind am warmen Tage mit Wasser gefüllt; nach Sonnenuntergang hingegen sinkt die Oberfläche sehr bald auf 0^{0} und überzieht sich vom Rande aus mit Eisnadeln, die zu einer Schicht Wassereis sich vereinigen, während das Wasser darunter durch die Haarspalten langsam versiegt.

Wenn eine dünne Schicht Sand und Schlamm, die auf dem Eise ausgebreitet liegt, einzelne Lüken hat, so schmilzt das dort freie Eis langsamer ab als das durch Sand geschwärzte. Es bleiben Eiscylinderchen zurück, die bald durch unten stärkere Anschmelzung Hutpilzform erhalten. Sie werden 4 bis 10 cm (Schlagintweit, Unters. 153) hoch. Wo sie vorkommen, sind sie in Gruppen vorhanden, im ganzen sind die „Gletscherpilze“ selten.

Feiner Schutt also befördert, dicke Schuttschichten verzögern die Abschmelzung. Erstere verschieben sich nicht auf dem Gletscher, letztere breiten sich auseinander bis zum Erlöschen ihrer schützenden Wirkung.

c) Die Bildung des Gletschereises erklärt genügend das Vorkommen von allerlei im Eise selbst eingeschlossenen Unreinheiten. Schlamm, Sand, Steine sind natürlich das Gewöhnliche. Steine von grössern Dimensionen im Innern des Gletschereises sind übrigens sehr selten und fast nur durch Sturz in Spalten bedingt. Wohl aber ist das scheinbar reinste Eis stets staub- und

sandhaltig. Agassiz fand in 1 Liter scheinbar ganz reinem Eise aus 7 m Tiefe unter der Gletscheroberfläche noch 2 $^{1}/_{2}$ gr. festen Schmelzungsrückstand. Diese Unreinigkeiten sind wohl schon in der Firnregion auf den Schnee gefallen oder teilweise auch vom Infiltrationswasser hineingeführt worden. Hie und da enthält das Eis in Spalten gefallene Utensilien von Touristen, Mumien von Tieren, besonders Insekten, die auf den Firn geweht worden waren oder denselben bewohnt hatten, auch grössere in Lawinen oder Spalten verunglückte Tiere, wie Schneehasen, Gemsen. Indem die Ablation das Eis Schicht um Schicht wegschmilzt, entblösst sie diese Einschlüsse alle und lässt sie an der Oberfläche liegen. Da häufen sie sich an. So wird die Eisoberfläche gegen das Ende des Gletschers hin stets unreiner, oft ganz schmutzig und unansehnlich. Die Abschmelzung wird durch diese dünne Lage Wärme absorbierender Teilchen befördert. Selbst ganze Moränen, welche schon in der Firnregion sich bildeten, aber vorweg von neuem Firn wieder verhüllt worden waren, erscheinen durch Ausschmelzen erst allmählich an der Eisoberfläche. In einem Gletscherbruche verschwindet oft der Moränenschutt gänzlich in den Spalten. Der Gletscher sieht rein und frei von Moränen aus. Die Spalten schliessen sich unten, aber noch ein Stück weiter thalwärts erscheinen die verschlungenen Felstrümmer wieder an der Oberfläche. Die Eisschicht über ihnen ist unterdessen weggeschmolzen. Auf diese Weise erklären sich diejenigen Erscheinungen vollständig, welche die Aelpler und selbst Naturforscher zu der Behauptung geführt hatten, der Gletscher habe eine Art Widerwillen gegen alle Unreinheiten und stosse dieselben deshalb mit Hilfe einer besondern Kraft durch das Eis hindurch an die Oberfläche aus.

Forel hat beobachtet, dass durch ihre Strahlenabsorption selbst die ganz im Eise eingeschlossenen Steine und Sandkörner, schon bevor sie auf der Oberfläche frei erschienen sind, schmelzend auf das Eis wirken, sobald sie nicht über 1 bis 2 m unter der Oberfläche liegen. Sie erwärmen sich durch die vom Eise durchgelassenen Sonnen-

strahlen, wie ein schwarzes Thermometer im Eise eingeschlossen im Sonnenlichte bis auf +16° steigen kann. Die Steine sinken vertikal ein, das Schmelzwasser fliesst durch die Haarspalten ab. So kommt es, dass man über allen Steinen und Sandkörnern, welche in der äusseren Eiskruste eines Gletschers eingeschlossen sind, einen 1 bis 10 cm hohen vertikalen prismatischen mit Luft gefüllten Hohlraum findet, dessen Horizontalschnitt der Form des dunkel gefärbten Fremdkörpers entspricht (Bull. Soc. vaudoise des sc. nat., 1871, S. 673 etc.).

3. Die Ablationswasser.

Durch die Abschmelzung wird die Oberfläche des Gletschers an warmen Sommertagen rauh und weiss, indem vielfach Luft in die erweiterten Haarspalten eindringt. Das Schmelzwasser sickert zusammen, staut sich, fliesst weiter, schmilzt selbst wieder seine Wege aus und bildet so zahlreiche kleine Bächlein. Am frühen Morgen nach föhnfreier Nacht ist noch fast alles still auf der Gletscheroberfläche, nur selten findet man einzelne tiefeingeschnittene Bäche, die noch die ganze Nacht hindurch etwas weniges Wasser führen; fast alle sind trocken. Dann aber, bald früher, bald später, je nach der Lage zur Sonne, beginnt es überall erst leise, dann lauter zu rieseln und zu rauschen von den Schmelzwasserbächen der Oberfläche. Ihr Wasser ist meist vollständig klar. Es bilden sich ganze Bachsysteme aus. Auf der glattausgeschmolzenen, fast gar nicht reibenden Eisfläche läuft das Wasser besonders schnell. Die Aelpler sagen deshalb, Gletscherwasser sei „wilder“ als anderes Wasser. Aus zahllosen kleinen Schmelzbächen bilden sich auf grossen Gletschern nicht selten Bäche von 2 bis 3 m Breite und $^1/_2$ m Tiefe an warmen Tagen aus. Das Wasser gräbt sich tiefe scharfgeschlängelte Furchen aus, deren konkave Ufer nach dem Serpentinengesetz mehr und mehr unterhöhlt werden, so dass oft das Wasser in seiner Furche sich ganz verbirgt. Kleine Bäche fliessen zu grossen zusammen, die in völligen Schluchtsystemen die

Gletscherfläche durchschneiden. Solche Schmelzwasserbachfurchen können mehrere, selbst über 10 m Tiefe und Weite erlangen. Je flacher, ausgedehnter und zusammenhängender im allgemeinen die Gletscherfläche ist, desto grösser werden die Schmelzwasserbachsysteme. Was in dieser Beziehung Grönlandsforscher im Innern des Binneneises getroffen haben, entspricht ganz den Verhältnissen der Alpengletscher, in etwas grössere Dimensionen übersetzt. Sie trafen bei 1200 bis 1500 m Meerhöhe Schmelzwasserseen und grosse Schmelzwasserbäche auf dem Eise, die sich Thalfurchen ausgehöhlt hatten, was dem Fortkommen nicht wenig Hindernisse in den Weg legte.

Wohl niemals findet man Schmelzwasserbäche bis zum Ende des Gletschers sich erstrecken. Sie versiegen in Spalten, oder am Rande des Gletschers unter den Gletscherkörper hinab, andere versickern allmählich. Auf Tausenden von Rinnsalen geht das Wasser durch den im grossen Ganzen durchlässigen Gletscher hinab auf seinen Untergrund, wo es sich sammelt.

Reisst eine Spalte durch einen Schmelzwasserbach, so dringt derselbe in die Spalte ein. Anfänglich fliesst er über die volle Spalte hinweg, bald aber erweitert das Wasser die Abflusswege nach unten und versiegt ganz. Man sieht nun den Schmelzwasserbach in die Spalte als donnernden Wasserfall stürzen und man hört das Murmeln des Wassers oft noch an anderen Stellen der Umgebung tief unter dem Eise dumpf hervorklingen. Der Wasserfall erweitert die Spalte. Schliesst diese sich allmählich wieder, so behält der Bach durch Ausschmelzen sich einen vertikalen Schacht offen, der auch bleibt, wenn die Spalte kaum noch als eine Naht im Eise zu finden ist. Solche Schächte der Schmelzwasserbäche heissen Gletschermühlen (Gletscherschächte, „moulins“, „trous de cascades“). Sie bewegen sich selbstverständlich mit dem Eise thalwärts, was zum Ueberfluss von Agassiz und Tyndall messend festgestellt worden ist. Die Ablation verwischt bald die Spuren des ursprünglich an der Oberfläche weitergehenden Baches. Reisst aber eine neue Spalte quer durch den Schmelzwasserbach oberhalb des

Gletscherschachtes, so wiederholt sich das Gleiche dort. Damit wird der ältere Schacht wasserleer, er bleibt aber noch lange Zeit, wenigstens in den obern Teilen, sichtbar. Tyndall zählte z. B. in der Richtung thalwärts des „grand moulin“ auf dem Mer de Glace sechs leere Eisschächte, von denen der nächste, wie ein daraus hervorblasender kalter Luftstrom zeigte, offenbar mit dem ersten in Verbindung stand und dadurch der durch den Wasserfall mitgerissenen und komprimierten Luft einen Ausweg bot. Endlich wird der Gletscherschacht „ausser Dienst“ durch die fliessende Bewegung des Gletschers zerdrückt und schief. Letzte Spuren der Schächte in Form eines wassererfüllten schiefen Loches ohne untern Ausgang sind besonders in den untern Teilen der Gletscher oft zu finden. Zuletzt verschwinden auch diese durch Ablation.

Die Gletscherschächte („Mühlen“) haben oft 50 bis 100 oder 200 m vertikale Tiefe. Agassiz sondierte auf dem Unteraargletscher sogar Schmelzwasserschächte bis zu 260 m Tiefe. Selten gehen sie direkt vertikal bis auf den Felsgrund durch. Unten schliessen sich oft schlauchförmige gewundene schiefe Durchpässe für das Wasser an, welche (nach Agassiz, Syst. 345) einen auffallenden Formengegensatz zu dem vertikalen Schachte bilden. Auch Tyndalls Sondierungen deuten auf solche Verhältnisse als die Regel hin. Weitere Beobachtungen sind wünschbar.

Selbstverständlich sind Gletscherschächte auf sehr zerrissenen Gletschern nicht zu finden, weil dort keine grössern Schmelzbäche sich bilden können. Die Distanzen alter benachbarter Gletscherschächte, verglichen mit der jährlichen Geschwindigkeit jener Stellen, würden ergeben, wie oft Spalten sich bilden und wie oft in den obern Teilen die Mühlen neu entstehen.

Schon Forbes hat (Travels 85) richtig erkannt, dass man stets grosse Eisschächte in Thätigkeit Jahr für Jahr an den ungefähr gleichen Stellen des Gletschers wiederfindet. Diese Bemerkung ist infolge etwas hyperbolischer Ausdrucksweise von anderen dahin missdeutet worden, als behaupte er, wie viele Führer, die Mühlen machen

die Bewegung des Gletschers nicht mit, und musste, so aufgefasst, selbstverständlich bestritten werden. Das war aber nicht die Meinung von Forbes. Schwankungen im Laufe einer längeren Reihe von Jahren ausgenommen zeigt der Gletscher Jahr für Jahr im gleichen Gebiete wieder diejenige Oberflächengestaltung, welche zu grössern Schmelzwasserbächen führt, und Jahr für Jahr werden deren Systeme wieder ungefähr an der gleichen Stelle von Spalten durchschnitten, entsprechend der Form des Thalbettes. Also auch die Mühlen entstehen von Zeit zu Zeit neu, ihre Reste aber in Form der Eisschächte erhalten sich bedeutend länger als die Spalten, denn sie stellen nicht nur einen Spannungsriss dar, den andere Spannungen wieder schliessen, sondern einen Substanzverlust, der nur allmählich durch Winterschnee und Zusammenquetschen ausgeglichen wird.

Jeder grosse Gletscher hat seine Mühlen. Die schweizerische Karte (Gebirge in 1:50000) gibt die grössern regelmässig sich wiederholenden Schmelzwasserbäche und -schächte an. Ausgezeichnete Beispiele finden sich auf dem Gorner-, Oberaletsch- (Taf. I), Unteraar-, Grindelwald-, Morteratschgletscher, dem Mer de Glace und vielen anderen. Auch auf Spitzbergen und im Binneneise Grönlands kommen gewaltige Bachschächte vor.

4. Die jährliche Formveränderung durch die Ablation.

Unter normalen Verhältnissen trägt im Sommer die Abschmelzung über die Bewegung den Sieg davon, der Gletscher schwindet; im Winter hingegen kehrt sich das Verhältnis trotz der geringern Bewegung um, der Gletscher wird grösser und voller. Im Verlaufe des Sommers ändert sich das Ansehen jedes Gletschers sehr stark. Seine Schuttmassen treten stärker vor, seine Eisfläche wird durchfurcht und eingefallen wie das Antlitz eines alternden Menschen. Die Ablation und ihre Ungleichheiten und Wirkungen summieren sich mehr und mehr bis gegen den Herbst, zu welcher Zeit oft das Ende

eines Gletschers für denjenigen kaum mehr zu erkennen ist, der es im Frühsommer gesehen hat.

Ist der Winterschnee vom Eise weggeschmolzen, so liegt der Gletscher wieder mit viel volleren Formen vor uns, die Bachfurchen und Wannenlöcher, die Sandkegel etc. sind ganz oder zum Teil ausgeglichen, die Fläche ist gleichmässiger, voller und glatter, die Gletschertische sind niedriger, die Spalten spärlicher und enger. Die Wiederherstellung der eingesunkenen Eisoberfläche vom Herbst auf den Frühsommer ist eine Thatsache.

Zwei Erklärungsweisen sind dafür gebräuchlich:

a) Die Schneebedeckung ist über den vorragenden Stellen der Eisfläche dünner und schmilzt im Frühjahr rascher weg. Während noch Schnee die Vertiefungen der herbstlichen Gletscheroberfläche vollständig vor Ablation schützt, sind ihre Erhöhungen schon der Abschmelzung preisgegeben. Die ausgleichende Schmelzung dauert so lange fort, als noch Reste von Winterschnee in Furchen und Löchern liegen.

b) Der Gletscher ist in seinen obern Schichten unter 0° abgekühlt. Das Wasser der Schneeschmelze dringt in die Haarspalten ein und friert an den Gletscherkörnern an. Die Eismasse quillt durch diese Volumvermehrung auf und ihre Formen werden dadurch wieder voller.

Dass die in a) dargestellte Wirkung vorhanden ist, lässt sich leicht im Verlaufe einiger Tage zur richtigen Jahreszeit durch Beobachtung feststellen. Damit ist aber noch nicht bewiesen, ob nicht auch b) wesentlich bei der Ausgleichung der Oberfläche mitwirke. Exakte Untersuchungen hierüber fehlen, obschon sie nicht allzu schwierig auszuführen wären. Ein gewisses Aufquellen der obern Eisrinden durch anfrierendes Infiltrationswasser ist allerwenigstens sehr wahrscheinlich. Die Frage stellt sich aber dahin, ob dieser Prozess ein tiefgehender, für das ganze Wesen des Gletschers und seine Bewegung bestimmender sei (Hugi, Grad, Forel). Nach meinem Dafürhalten müsste im Frühsommer die Eisfläche noch ganz anders geschwollen aussehen, wenn das Quellen tief reichen würde und sehr wesentlich wäre.

5. Die einzelnen Faktoren der Ablation.

Dieselben sind Sonnenstrahlung und Reflexion derselben von den Thalwänden, Luft durch Wärme und Feuchtigkeit, Regen, Luftcirkulation über dem Gletscher. Wir sind noch ausser stande, in Zahlen das Wirksamkeitsverhältnis dieser verschiedenen Agentien für die Alpengletscher einerseits und für solche anderer Klimate andererseits anzugeben. Wohl aber können wir die Bedeutung der einzelnen Agentien etwas näher erläutern.

a) Die Sonnenstrahlung wirkt auf den höhern Teilen des Gebirges intensiver als in den Mulden und Thälern, indem dort oben der etwas absorbierende Luftschleier dünner, die Zeit der Besonnung länger, die Bewölkung vorübergehender ist. Bis zu den grössten Höhen hinauf bleibt der Gegensatz zwischen der Nord- und Südseite der Gehänge, den exponierten Gräten und den Schattenwinkeln deutlich, ja er wächst eher mit der Höhe. In grossen Höhen bleiben an hellen Sommertagen schattige Schnee- und Eisflächen oft bis Mittag oder gar den ganzen Tag fest gefroren und trocken, auf der Sonnenseite aber lockern und schmelzen dieselben schon frühzeitig, so dass man gegen Mittag fusstief in Schnee und Firn einsinkt. Allein dort oben bedingt die Schmelzung im grossen ganzen noch keinen Materialverlust durch Abfliessen von Schmelzwasser, sondern bloss eine Umbildung des Schnees zu dichtern Massen, eine starke Sinterung (vgl. Absch. über das Material der Gletscher). Bevor die Strahlung schmelzen kann, muss sie den nächtlich oberflächlich erkälteten Gletscher erst wieder auf 0° heraufbringen. Nach Mousson (Gletscher der Jetztzeit, S. 92) steigt an einem hellen Sommertage der Betrag der Ablation durch die direkte Sonnenstrahlung allein auf 0,02 bis 0,025 m.

Während auf der Eisfläche, nachdem sie 0° erreicht hat, alle weitere Wärme zur Schmelzung führt, erwärmen sich hingegen die felsigen Ufer des Gletschers oft sehr bedeutend und in eine gewisse Tiefe hinein. In heller

Nacht beginnt die Ausstrahlung des am Tage aufgesogenen Wärmevorrates. In den Randpartien kommt dieselbe ganz direkt der Ablation zu gute. Nach Sonnenuntergang an hellen Tagen findet man oft, dass die Schmelzwasserbäche der Gletschermitte schon gänzlich stille stehen, während die Abschmelzung an dem Rande des Gletschers noch einige Zeit andauert. Die besonnten Felsufer reflektieren aber auch am Tage direkt Sonnenstrahlen nach den Randteilen der Gletscher. Zudem ist die mittlere Temperatur des Bodens der Thalgehänge in den Umgebungen der tieferen Gletscher überhaupt höher als 0° und dementsprechend wird auch die sie bestreichende Luft erwärmt. Alle diese Momente machen die Ablation am Rande stärker als in der Mitte. Schon aus der Bewegung der Gletscher folgt eine gewisse Aufwölbung der Gletschermitte. Dieselbe wird durch die am Rande stärkere Ablation noch wesentlich vermehrt, so dass der Randabfall der Gletscher ringsum meist ziemlich steil wird.

b) Die Luft wirkt durch Wärme und durch Feuchtigkeit.

Man muss bei der Betrachtung ihres Einflusses davon ausgehen, dass die Gletscheroberfläche niemals über 0° steigen kann, auch an den heissesten Tagen nicht, sondern alle weiter zugeführte Wärme zur Schmelzung ohne wesentliche Temperaturerhöhung verwendet wird, dass aber in der Nacht infolge des starken Ausstrahlungsvermögens des Eises die Temperatur desselben tief unter 0° sinken kann. Die Ausstrahlung wird selbst durch eine zwischenliegende wärmere Luftschicht nicht gehindert. Bei eintretender Nacht gefriert oft die Gletscheroberfläche, und zwar um so rascher, je grösser die Meerhöhe ist, auch wenn die über dem Gletscher liegende Luft mehr als 0° zeigt. Bei eintretender heller Nacht in 3000 bis 4000 m gefriert oft Wasser auf eine Felsfläche ausgegossen bei + 6° Lufttemperatur.

Nach den Beobachtungen von Schlagintweit herrscht den ganzen Tag ein rasches Steigen der Temperatur mit der Erhebung über die Gletscheroberfläche. Auf dem

Pasterzengletscher fand er (Unters., S. 369) an verschiedenen hellen Augusttagen in Celsiusgraden:

Höhe d. Thermometers über dem Eise	7h vormittags	10h vormittags	12h	2h nachmittags	6h nachmittags	7h nachmittags	Mittel
0,16 m	2,0	2,7	3,0	3,2	2,5	2,3	2,6
0,97	4,2	4,8	5,2	5,5	5,0	4,5	4,9
1,95	4,8	5,8	6,2	6,8	5,5	5,1	5,7
3,40	5,0	6,6	6,9	7,9	5,9	5,3	6,3
38,00	5,8	9,3	10,9	13,0	7,4	5,6	8,7

Die Temperaturabnahme von oben gegen die Eisfläche ist langsamer morgens und abends, am raschesten bald nach Mittag. Sie ist ferner in der untersten Luftschicht viel rascher als in der obern. Die Luftwärme auf dem Ufer des Gletschers im Vergleich mit derjenigen über der Eisfläche, beides in 1,6 m über dem Boden abgelesen, ergibt folgende Grenzwerte für den ganzen warmen Augusttag:

	Minimum	Maximum	
Felsufer	— 1,2° (4h morg.)	+ 10,5°	(2h mittags)
Gletscherfläche	— 2,3° (4h morg.)	+ 3,2°	(fast konstant 9h m. bis 5h abends.

Der Gletscher wirkt also vorherrschend erkältend, nachts, indem er die Luft gegen ein Minimum hintreibt, am Tage, indem er ihr die Konstanz der eigenen niedrigen Temperatur mitzuteilen strebt. Umgekehrt erhält der Gletscher beinahe immer von der Luft einen Zuwachs an Wärme, wodurch nachts eine zu grosse Erkältung gehindert, am Tage eine wirkliche Schmelzung bewirkt wird. Natürlich gelten diese Verhältnisse nur für normale Tage der wärmern Jahreszeit. An Tagen, welche kalten Wind haben, wird sich die Temperaturverteilung anders gestalten, und im Winter, wo eine starke ausgleichende Schneedecke über dem Gletscher liegt, wird zwar die Luft sich ähnlich verhalten gegenüber der Schneefläche; der tiefer folgende Gletscherkörper selbst aber ist von raschern täglichen Temperaturschwankungen der Luft völlig isoliert.

Die auf dem Gletscher abgekühlte Luft fliesst thalabwärts. Man fühlt bei im übrigen ruhigem Wetter diese kalte Strömung im Thale oft 5 bis 10 km unterhalb des Gletscherendes. Der thalwärts fliessende kalte Strom zieht einen warmen höhern nach sich, so dass im ganzen über dem Gletscher eine kreisförmige Luftströmung entsteht, die oben thalein, unten thalaus geht.

Sehr stark gletscherschmelzend erscheinen in den Alpen und in zahlreichen andern Gebirgen die Föhnwinde. An den Kämmen oben sind sie kalt, auf den Thalgletschern unten warm. An Föhntagen fühlt man oft auf der Eisfläche völlig heisse Luftstösse und findet im Schatten 20 bis 25°. Ueberdies folgt oft warmer Regen nach. Ein einziger Föhntag kann mehr Schnee zerstören als mehrere Tage ungetrübten Sonnenscheins. Mousson berechnet (S. 92), dass an einem Föhntage eine Ablation von 0,09 m, also das Vierfache eines Sonnentages, entstehen kann (vgl. ferner Hann, Klimatol., S. 210 etc.). In den Querthälern der Alpen, die starke Föhne haben, sollen die Gletscher weniger tief unter die Schneelinie steigen als unter sonst gleichen Verhältnissen in den föhnarmen oder föhnfreien Längsthälern. Ein exakter Zahlennachweis dieser Angabe dürfte übrigens wegen „den im übrigen gleichen Umständen“ nicht leicht sein.

Schon Hugi, Schlagintweit, Agassiz, Dollfuss und Rendu haben der Luftfeuchtigkeit teils auf die Vermehrung, teils auf die Ablation des Gletschers einen wesentlichen Einfluss zugeschrieben. Die einen aber liessen den Gletscher durch Verdunsten schwinden, die andern durch Feuchtigkeitskondensation aufschwellen und wachsen. Systematische Untersuchungen haben im Jahre 1870 Forel und Dufour auf dem Rhonegletscher angestellt (Bull. Soc. vaudoise des sc. nat., 1871). Danach ergibt sich die Feuchtigkeit der Luft als ein wesentliches Mittel zur Abschmelzung.

Luft von bestimmter Temperatur kann bekanntlich nur ein begrenztes Quantum Wasserdampf enthalten. Steigt der Feuchtigkeitsgehalt noch höher oder sinkt die Temperatur unter diejenige der Sättigung hinab, so

müssen Nebel, Regen, Schnee oder Tau sich ausscheiden. Die Sättigungsmenge stellt sich für 1 Atmosphäre wie folgt:

Temperatur der Luft	Wassergehalt in 1 m³ Luft	Spannkraft desselben
—20°	1,24 gr.	0,93 mm Quecksilber
—10	2,22	2,09
0	4,88	4,60
+10	9,72	9,17
+20	18,44	17,39
+30	33,23	31,55

Wenn z. B. Luft von 30° nur 18,44 gr. Wasser in 1 m³ enthält, so nennen wir 20° die Sättigungstemperatur dieser Luft.

Ein feuchter Körper, wärmer als die Sättigungstemperatur der umgebenden Luft, wird verdunsten und die umgebende Luft wird dadurch feuchter. Ein Körper aber, kälter als die Sättigungstemperatur der umgebenden Luft, wird an seiner Oberfläche Wasserdampf kondensieren, er wird sich mit Tau beschlagen. Im Gletscher haben wir einen Körper von 0°, eine Masse, die nicht über 0° zu bringen ist. Nur wenn der Sättigungspunkt der Luft unter 0° steht, wenn sie also weniger als 4,88 gr. Wasser in 1 m³ enthält, kann der Gletscher verdunsten, und zwar schwach, wenn er gefroren ist, lebhafter bloss dann, wenn die Temperatur der Luft über, ihr Sättigungspunkt unter 0° steht. In allen Fällen, da die Luft mehr als 4,88 gr. Wasser in 1 m³ enthält, wird der Gletscher sich verhalten wie eine Flasche kaltes Wasser in ein warmes Zimmer gebracht, er wird mit Tau beschlagen. Der Gletscher hat die Tendenz, den Feuchtigkeitsgehalt der Luft stets auf 4,88 gr. in 1 m³ zu bringen.

Schon Dollfuss hat gefunden, dass im Verlaufe des Sommers in den Alpen die meteorologischen Bedingungen derart sind, dass Kondensation auf dem Gletscher etwa 7mal häufiger vorkommt als Verdunstung. Nach Forel und Dufour sind im Sommer, solange es Tag ist, mit ganz seltenen Ausnahmen die Bedingungen für Taubil-

dung auf dem Gletscher gegeben; selbst nachts kann dies noch fortdauern. Häufig tritt nachts Verdunstung und hie und da Nebelbildung aus dem Gletscher auf, doch nur in geringem Betrage. Im Verlaufe des Sommerhalbjahres, um das allein es sich für die Ablation handelt, wird unvergleichlich viel mehr (jedenfalls mehr als 10mal mehr) Tau dem Gletscher zugeführt, als Wasser von ihm in die Luft hinausgenommen. Die Gletscherbäche führen nicht bloss Regen- und Schmelzwasser, sondern auch noch Tauwasser ab, ähnlich wie infolge von Taubildung auch aus den Seen oft mehr Wasser ausfliesst als zufliesst.

Wenn Wasserdampf der Luft kondensiert wird, wird Wärme frei. In unserm Falle kann dieselbe nicht zur Erwärmung des taubildenden Körpers verwendet werden. Der Gletscher lässt sich nicht erwärmen, er lässt sich nur schmelzen. Alle durch Taubildung auf dem Eise frei werdende Wärme wirkt schmelzend. Eine Gewichtseinheit Wasser von bestimmter Temperatur, die sich in eine Gewichtseinheit Dampf von gleicher Temperatur verwandelt, bindet 7,67mal so viel Wärme als eine Gewichtseinheit Eis von 0° in Wasser von 0° schmelzend. Aus jedem Gramm Tau, das an der Gletscheroberfläche kondensiert wird, wird so viel Wärme frei, dass dadurch 7,67, sagen wir abgerundet 7 gr. Eis geschmolzen werden. Aus zahlreichen direkten Versuchen mit der Wage auf dem Eis (Rhonegletscher) erhielten Forel und Dufour für die Tagesstunde der Monate August und September im Mittel bloss infolge der Taubildung eine Ablation der Gletscherfläche von 0,0018 m, das macht per Tag etwa 0,018 m. Zeitweise kann dieser Betrag viel höher steigen als die Wirkung von Sonne und warmer Luft. Die Abschmelzung des Gletschers durch warme Luft ist selten eine reine Wirkung ihrer lebendigen Temperatur, sie ist vielmehr sehr wesentlich durch die Kondensation ihres Wasserdampfes auf der Gletscherfläche bedingt, denn „warme“ Luft enthält mit seltenen Ausnahmen bedeutend mehr als 4,88 gr. Wasser in 1 m³. Es steht somit fest, dass die Feuchtigkeit der

Luft durch ihre Kondensation ein sehr wesentliches Moment der Ablation ist.

Dies gilt zunächst für die Alpengletscher, es gilt im Princip selbstverständlich für alle Gletscher und Treibeismassen; allein nach dem Klima wird sich das Quantitative der Erscheinung verändern. Vergleichende Untersuchungen derart fehlen.

Die Taumenge, die mit dem Schmelzwasser von der Eisoberfläche abfliesst, ist vom Gletscher der Luft entzogen worden. Schnee- und Eisflächen trocknen im Sommer und auch an warmen Wintertagen die Luft aus. Niedrige beständige Temperatur einerseits, Trockenheit der Luft andererseits verzögern die Verwesung organischer Substanzen. Leichen von Tieren auf dem Gletscher (Wiesel, Gemse, Schneemaus, zahlreiche Insekten etc.) trocknen zu Mumien ein, ohne zu verwesen. Frisches Fleisch, an der Gletscherluft ausgehängt, trocknet ein ohne zu faulen. Blätter, Holz etc., die auf dem Gletscher liegen, bleiben jahrelang fast unverändert erhalten. Jeder Wanderer in den Gletscherregionen verspürt die austrocknenden Wirkungen, und zwar um so mehr, je höher er geht, je schöner das Wetter, je grösser die umgebenden Schnee- und Eisflächen. Die Haut dunstet stark aus, ohne Schweisstropfen zu bilden, der Schweiss verdunstet vorweg, die Harnabsonderung wird spärlich und konzentriert, der Durst mehrt sich, die exponierte Haut der Hände, des Gesichtes und Halses springt spröde auf und trennt sich allmählich in Fetzen ab. Wind wirkt durch Wärme wie durch Feuchtigkeit im allgemeinen stärker auf die Ablation ein, als ruhige Luft, weil er immer neue Luftteile in Kontakt mit dem Gletscher bringt.

c) Dass der Regen im Verhältnis zu seiner Temperatur schmelzend einwirkt, ist ohne weiteres einzusehen. In den Regionen der Gletscher fällt in den Alpen im Sommer recht oft Regen.

Die verschiedenen Faktoren der Ablation schwanken ungleichmässig von einer Stunde zur andern, von einem Tag und von einem Jahr zum andern, und ergeben in

ihrer Wirkungssumme die früher gemessenen Beträge. Es ist nach den bisherigen Beobachtungen nicht möglich, in mittlern Werten anzugeben, welcher Prozentteil der Ablation jedem einzelnen Faktor zuzuschreiben ist.

B. Die Abschmelzung des Gletschers von unten, die Gletscherhöhlen und Thore.

Die Abschmelzung des Gletschers an seinem Grunde ist ebenfalls die kombinierte Wirkung verschiedener Ursachen und zwar der unter den Gletscher gelangenden Wasser, der dort durchströmenden Luft, der Quellen und der Erdwärme.

1. Unterschmelzung durch Wasser.

Den vielleicht bedeutendsten Anteil nehmen die Bachwasser der Thalgehänge, die oft mit + 6 und + 8° den Gletscherrand erreichen und zu Regenzeiten besonders grosse Quantitäten laues Wasser unter den Gletscher führen. Die eigentlichen Thalgletscher sind niemals am Ufer und Grunde angefroren, vielmehr verschieben sie sich an demselben, wenigstens im Sommerhalbjahr, vielleicht auch teilweise im Winter. Der steifere Gletscher dringt nicht seitlich in jedes Felskamin und jeden kleinen einspringenden Winkel des Thalgehänges hinein. An solchen Stellen bleiben Lücken, in welchen man oft tief unter den Gletscher kriechen kann. So fehlt denn auch den seitlichen Bächen nicht die Gelegenheit, rasch Wege unter den Gletscher zu finden. Sie schmelzen dieselben zu Höhlen und Gängen noch weiter aus, indem sie spritzen und warme Luft mitreissen. Unter den Gletschern kommen Bachsysteme vor, über welchen Hohlrinnen im Eise entstehen. Der Glescher verschiebt dieselben allmählich, so dass sie nicht mehr passen und neue ausgeschmolzen werden. So erstreckt sich die Ausschmelzung am Grunde allmählich über grössere Flächen, obschon die Bäche dort ihren Lauf meist wenig verändern.

2. Unterchmelzung durch Luft, Höhlenbildung.

Jeder Bach unter dem Eise reisst Luft mit, die Luft bildet den Bachweg zur Gletscherhöhle weiter aus. Man kann von Winden angeschmolzene Eisflächen stets von denjenigen unterscheiden, welche durch Wasser angegriffen sind, indem die erstern immer konkave, flachschalige, glatte Vertiefungen zeigen, die in Kanten wellenförmig zusammenstossen, eine Anschmelzungsform, welche schon die Oberflächen des Firnes (S. 104) zeigen. Die grösste und am leichtesten zu beobachtende Gletscherhöhle wölbt sich über dem gesammelten Gletscherbach und bildet am Ende des Gletschers das Gletscherthor.

Bei jeder grössern Eishöhle am untern Teil des Gletschers, aus welcher Schmelzwasser hervorbricht, findet man an Sommertagen zunächst über dem Wasser eine nach aussen gerichtete Luftströmung von $^1/_2$ bis 2 oder 3°, oben gegen die Decke hin eine einwärts gerichtete wärmere Strömung, welche nur wenig kälter als die äussere Luft ist. Durch die längern Höhlenkanäle, welche unter dem Eise durchgehen und nach oben und unten Ausgänge haben, stellt sich die Erscheinung der „Wetterlöcher“ ein, wie man sie an alten Schutt- und Trümmerhalden oft beobachtet. Ist die äussere Luft über 0°, so strömt die schwerere kalte Luft unten aus, die obern Löcher am Rande des Gletschers, manche Spalten und Mühlenlöcher saugen, die untern am Ende blasen kalt. Ist die äussere Luft unter 0°, so blasen die obern Löcher mit ca. 0°, während die untern saugen. Im erstern Falle gelangen grosse Mengen warmer und feuchter Luft in die Höhlensysteme und die Schmelzung an der Unterfläche des Gletschers wird rasch befördert, im letztern hingegen rasch vermindert. Unter normalen Verhältnissen im Sommerhalbjahr findet am Tage die schmelzende, nachts die Frostströmung statt. Am Tage wird das Eindringen warmer Luft von oben in den Gletscher durch das Herabstürzen der Wasser in die Eisschächte (nach dem Princip der „Wassertrommel“) noch vermehrt. Im

Winter, da Schnee alle Oeffnungen verstopft und deckt, ist wahrscheinlich die Luftcirkulation unter dem Gletscher nahezu aufgehoben, selbst wenn das untere Thor, wie öfters vorkommt, nicht ganz verschlossen wird. — Die obern Oeffnungen fehlen, es ist kein Durchzug mehr. Wenn die Luftcirkulation im Winter noch bestünde, müsste sie zum Durchkälten des Gletschers nicht wenig beitragen.

Dass die Windhöhlen unter den Gletschern weite Ausdehnung haben, kann oft direkt nachgewiesen werden. Chr. Bohren aus Grindelwald glitt einst in eine 118 m tiefe Gletscherspalte, er vermochte sich aber, des gebrochenen Armes ungeachtet, auf weitem Wege durch die Höhle des Gletscherbaches an den Rand des Gletschers hinauszuschleppen. Hugi erforschte unter dem dünnen Urathgletscher am Titlis einen ausgedehnten Flächenraum und sah überall die Unterseite des Gletschers, mit Ausnahme einzelner mächtiger Stützfüsse, welche die Eislast trugen, in flachen Gewölben vom Boden abgetrennt. Schon Altmann hatte 1751 am Grindelwaldgletscher ein Aufruhen des Gletschers bloss an einzelnen Stellen beobachtet. Es ist dies im Sommer an allen grossen Gletschern zu konstatieren. Mit wenigen Ausnahmen bezieht sich freilich die Mehrzahl dieser Beobachtungen auf die Randgebiete oder die untersten Teile der Gletscher.

Wie sich die Bäche unter dem Gletscher in einen Hauptabfluss vereinigen, so enden die Höhlenzweige am Fusse des Endabsturzes meist mit einem einzigen erweiterten Gewölbe, dem Gletscherthor.

Kleinere Gletscher und Gletscher zweiter Ordnung, ausnahmsweise und zeitweise auch grössere, lassen ihr Schmelzwasser zerstreut an vielen Stellen des untern Endes ausquellen, wobei das Eis meist nur wenige Decimeter hoch über das Wasser ausgeschmolzen ist. Manchmal finden wir 2 oder 3 Thore, am häufigsten nur ein Gletscherthor, das als Quelle des Flusses bezeichnet werden kann. Am häufigsten haben die Gletscherthore 1 bis 5 m Höhe und sind etwas flacher als ein Halbkreis. Oft aber erreichen sie bedeutende Dimensionen. Gletscherthore von

5 bis 20 m Höhe und etwa doppelter Spannweite gehören noch nicht zu den Seltenheiten. Solche von 20 bis 40 m Höhe werden hie und da beobachtet. Manchmal kann man in das Gletscherthor neben dem Bach hineindringen und wie in einem grossen Tunnel 100 oder 200 m weit unter den Gletscher gelangen, — gewöhnlich aber wirkt der Bach hindernd. In diesen Thoren beobachtet man in herrlichster Schönheit das reine Blau des Eises, gegen welches das äussere Licht einen gelbroten Schimmer annimmt. Schlägt man von der blauen Masse mit dem Hammer ein einzelnes Stück los, so ist man von dessen Farblosigkeit (infolge der geringen Masse) völlig überrascht. Die innern Flächen bestehen alle aus jenen die Abschmelzung durch strömende Luft bezeichnenden, aneinander in Kanten abgrenzenden platten Hohlschalen, an deren Flächen man die Schnittumrisse der Gletscherkörner als feine vertiefte Linien sieht. Von der Decke des Thores oder dessen Wänden hängen durch tief blaue Risse sich abtrennend und nach unten sich ausbiegend gewaltige Fetzen herunter, die von Zeit zu Zeit herunterstürzen und im Bache zusammenschmelzen. Es ist schon vorgekommen, dass der Erscheinungen Unkundige sich unvorsichtig unter solche Stellen begeben haben und von den sich lostrennenden gewaltigen Eisscherben erschlagen worden sind. (Vergl. eine vortreffliche Beschreibung des Gletscherthores vom Mer de Glace im Winter in Tyndalls Glacies of the Alps. p. 217.)

Während das Gletscherthor sich mehr und mehr erweitert, wird eine Einsenkung des Eises oft bis an die Gletscheroberfläche sichtbar. (Z. B. am Rhonegletscher 1881, am Hüfigletscher 1878.) Wird das Gewölbe zu weit, so verliert es seine Tragkraft und stürzt zusammen. Jetzt sucht der Bach zwischen den hausgrossen, aussen weissen, in den Lücken blauschimmernden Eisblöcken seinen Weg, und schmilzt dieselben langsam zusammen. Schon 2 Sommermonate reichen oft hin, ein neues Thor zu bilden. Es beruht auf Irrtum, wenn man von bestimmten Gletschern berichtet, dass sie überhaupt durch schöne Gletscherthore gegenüber anderen ausgezeichnet wären,

denn von Jahr zu Jahr ändern sich die Thore und zwar unregelmässig. In einem heissen Sommer kann ein Gletscherthor zweimal zusammenstürzen und sich neu bilden; in kühlen Jahren und unter im übrigen einfachen Bedingungen kann aber auch dasselbe Thor 2 oder mehr Jahre aushalten.

Besonders reich an schönen Gletscherhöhlen soll Spitzbergen sein. An Grönlands Binneneisausläufern kommen sie seltener vor, weil dieselben meist zu tief ins Meer hinausgehen.

3. Untere Abschmelzung durch Quellen.

Grössere Thäler des Gebirges sind an ihrer Sohle wohl niemals aller Quellen bar. Das Gleiche müssen wir wohl auch von den vergletscherten Thalgründen annehmen, um so mehr, als die Gletscher selbst ja reichliches Versickerungswasser liefern. Von Quellen, welche mit 1 und 2° unter dem Gletscher ausbrechen, bis zu siedenden Thermen, welche im Baltistan (Karakorum, Asien) dampfende Krater aus den Gletschern ausschmelzen, sind alle Zwischenformen denkbar. In den meisten Fällen werden wir aber nur an gewöhnliche Quellen, von der mittleren Temperatur des Bodens, in geringer Tiefe denken können.

Auf dem Gornergletscher kommen grosse trichterförmige Einsenkungen der Oberfläche oft unten mit Wasser bedeckt, oft leer vor, die in ihrer Gestalt Kratern mit einem Boden nicht unähnlich sind. Manche derselben haben 50 bis 130 m Durchmesser bei 20 bis über 30 m Tiefe. Ingenieur Imfeld zeichnet in seiner kartograph. Aufnahme 1878 deren 26. Sie erscheinen unterhalb dem Zusammenfluss von Gorner- und Lysgletscher links und rechts der Mittelmoräne zerstreut, und verschwinden bei der Einengung am Riffelhorn wieder. Eine ähnliche Erscheinung mit terrassenförmiger Abstufung beschreibt Höfer von dem spitzbergischen „Paierl“-Gletscher. Von anderen Gletschern sind sie kaum bekannt geworden. Die Karte des Unteraargletschers von Wild vom Jahre 1842 deutet 6 ähnliche Vertiefungen bis zu 70 m Durchmesser an,

allein in den 70er Jahren fand ich dort nichts mehr, was im entferntesten an die ausserordentlich auffallende, in die Augen springende Erscheinung des Gornergletschers erinnert. Niemand hat bisher meines Wissens den Löchern des Gornergletschers nähere Aufmerksamkeit geschenkt. Wir wissen nicht, wie sie entstehen. Vielleicht sind es den „Erdfällen" entsprechende Einsenkungen nach weiten, unten etwa durch warme Quellen ausschmelzenden Höhlen, vielleicht entstehen sie durch eine Umgestaltung der grossen Mühlen. Sie können nicht als weiter gewanderte Reste des „Gornersee" gelten, denn sie liegen nicht nur im Bewegungsfaden, der von dort aus thalwärts geht, sondern auch weit abseits zerstreut.

4. Die Abschmelzung durch Erdwärme.

Ein viertes Moment der untern Abschmelzung ist die Erdwärme. Man hat viel über die Abschmelzung der Gletscher durch die Erdwärme gestritten, ohne genügende Beobachtungen zu gewinnen, so dass auch hierüber noch viele Lücken in unsern Kenntnissen auszufüllen bleiben. Während im Tieflande mittlere Luft und mittlere Bodentemperatur, letztere in wenigen Metern Tiefe genommen, einander sehr nahe stehen, ergibt sich im Gebirge eine mit der Höhe steigende Differenz, die endlich eine um mehrere Grade höhere Boden- als Lufttemperatur hervorbringt. Dies ist darauf zurückzuführen, dass der Wärmeverlust der Erde durch Ausstrahlung hier viel lebhafter ist, als unter der dickern schützenden Atmosphärenschicht der Tiefe. Die mittlere Bodentemperatur von 0° liegt in den Alpen nach Schlagintweit bei 2800 bis 2900 m (am Gotthard nach den Beobachtungen von Stapff bei 2775 m), also für die Alpen zufälligerweise ungefähr in der Höhe der Schneelinie oder etwas darüber; die mittlere Lufttemperatur von 0° dagegen finden wir in den gleichen Gegenden schon bei 1900 bis 2200 m.

a) Denken wir uns nun den Boden mit einem Gletscher bedeckt und nehmen wir an, der letztere sei in seinen

tiefern Teilen eine Masse von konstant 0°, so ist einleuchtend, dass dadurch das Bodentemperaturmittel über wie unter der Höhe von 2800 bis 2900 m an 0° angenähert, d. h. unter der Bodentemperaturlinie von 0° erniedrigt, über derselben aber erhöht wird. Die Höhe des Bodenmittels 0° wird durch Gletscherbedeckung viel weniger verschoben als die andern höheren oder tiefern Bodenmittel. Der Gletscher ist (von Luftcirkulation in Höhlen abgesehen) undurchlässig für Temperaturen über 0°, allein bis in eine gewisse Tiefe durchlässig für Temperaturen unter 0°. Ist die Gletscherbedeckung wenig mächtig, so wird sich hieraus eine gewisse Erniedrigung der Bodentemperatur ergeben; ist der Gletscher hingegen mächtig, so wird dieselbe nicht mehr eintreten können.

b) Ein mächtiger Eismantel verhält sich thermisch in Regionen von mittlerer Temperatur unter 0° mehr und mehr wie eine aufgelagerte Bodenschicht, d. h. er ist ein Teil der Erdrinde selbst. Wir wissen nun nicht, wie tief hinein im Gletscher die Schwankungen der äussern Temperatur, die übrigens nur von 0° an abwärts in Betracht kommen, fühlbar sind. Wenn der Gletscher ein einheitlicher Eiskrystall wäre, so wäre wahrscheinlich seine Leitungsfähigkeit für „Kälte" sehr gross, wie das z. B. bei Quarzkrystallen, bei Kalkspath etc. der Fall ist; da er aber ein Aggregat von unregelmässig gestellten und zudem von Luftblasen unterbrochenen Krystallen ist, wird dieselbe wie bei Granit, bei Marmor etc. gering sein. Da nur die Schwankungen unter 0° eindringen, wird auch die Tiefe, bis zu der geringere Schwankungen eindringen, geringer sein. Nach Analogie mit Gesteinen thun wir gewiss eher viel zu viel als zu wenig, wenn wir annehmen, dass die jahrzeitlichen Temperaturschwankungen im Gletscher in 50 m, nach Mousson in 20 bis 30 m, Tiefe vollständig aufhören. In dieser, indessen experimentell noch nicht endgültig ermittelten Tiefe ist eine konstante Temperatur zu erwarten, welche einige Grade über der mittleren Temperatur der Luft steht. Von da an einwärts macht sich die Temperaturzunahme gegen das Erdinnere geltend mit 1° für 30 m Tiefe im

Mittel, rascher in Thalgründen, langsamer unter Gehängen, Gräten und Gipfeln. Dies ist im Eise so notwendig der Fall wie im Gestein. Bei einigermassen mächtigen Gletschern wird also die Temperatur am Grunde konstant und höher sein, als die mittlere Temperatur der obern Eisrinde und als die mittlere Temperatur des Bodens nach Wegnahme des Gletschers, d. h. der Gletscher wirkt in den Regionen über der sonstigen Bodentemperatur von 0° erwärmend auf seine Unterlage. Ein Beispiel: In der Höhe von ca. 3400 bis 3500 m wird die Lufttemperatur in den Alpen im Mittel auf — 10° stehen, die mittlere Bodentemperatur ohne Gletscher (Firn) auf ca. — 6°. Diese Temperatur werden wir höchstens 50 m tief im Gletscher erwarten müssen. Eine Temperatur von konstant 0° wird sich dann finden in $50 + 6 \times 30$ gleich 230 m; ist der Gletscher noch dicker, so wird sein tiefster Teil konstant 0°, seine Sohle konstant über 0° bleiben, also konstant abschmelzend wirken. Bei 2200 m ist die mittlere Lufttemperatur 0°. Von hier abwärts wird jedenfalls bei einem über 50 m dicken Gletscher fortwährend eine langsame Schmelzung am Grunde durch Zufuhr von Erdwärme eintreten müssen.

Aus diesen zwei Reflexionen geht wenigstens mit Wahrscheinlichkeit hervor:

a) Dass in den Alpen von der Schneelinie an abwärts bei einigermassen mächtigen Gletschern der Untergrund beständig, bei schwachen wenigstens während einer langen Zeit des Jahres wärmer ist, als 0°, oder, genauer ausgedrückt, Wärme an den unten 0° warmen Gletscher abgibt.

b) Dass unter mächtigem Gletschermantel die innere Erdwärme eine Erhöhung der Untergrundtemperatur hervorbringt.

Die Folge hiervon wird sein, dass bei mächtigen Gletschern eine untere Abschmelzung durch Erdwärme das ganze Jahr selbst bis über die Schneelinie hinauf reichen kann, während schwache und besonders durch viele Spalten der Durchkältung geöffnete Gletscher und Hängegletscher wenigstens in der kalten Jahreszeit am

Boden bis unter die Firnlinie, oft bis an das Gletscherende hinab fest anfrieren.

In dieser Ableitung fehlen einige direkte Messungen: Wir kennen die Bodentemperaturen im Gebirge nicht genügend, und wir kennen besonders auch nicht die Tiefe, bis zu welcher hinab in verschiedenen Höhen die Winterkälte im Gletscher vorzudringen vermag. Beide Zahlen können unser Resultat etwas beeinflussen. Ferner gilt die ganze Ableitung zunächst angenähert nur für die Alpen. Direkte Messungen über die wirkliche Bodentemperatur unter den Gletschern fehlen. Die einzige messend erkannte Thatsache sagt, dass die grössern Thalgletscher auf weite Erstreckungen in die Gebiete reichen, welche ohne Gletscher eine mittlere Bodentemperatur von $+3^{0}$ bis $+5^{0}$ C. besitzen. Auch John Herrschel (Phil. Mag., XXVII) gelangt zu der Ueberzeugung, dass die Erdwärme schmelzend auf dicke Gletscher einwirke.

Die Gletscherbäche im Winter und die absolute Senkung der Oberfläche im Jahr werden durch mehrere Faktoren bestimmt, die Wirkung der Erdwärme ist aus denselben nicht zu isolieren. Die einzige Beobachtung, welche nur als Folge der Abschmelzung auch im Winter erscheint, sehe ich in dem Schwinden der Gletscher im Winter bei Fehlen aller Abschmelzung von oben, bei Verschluss aller unter den Gletscher gehenden Luftwege durch Schnee. Ich habe hierüber bei Gelegenheit, ohne darauf hinzuzielen, folgende Beobachtungen am Hüfigletscher, Ende bei 1465 m, gemacht, wobei jeweilen beim ersten dauernden herbstlichen Schneefall und beim ersten Abaabern des Eises im Frühling der Stand des Gletscherendes gemessen wurde.

Zeitraum	Rückgang des Endes
1871, Nov. 3 bis 1872, Mai 28	9,0 m
1872, Okt. 24 „ 1873, Mai 25	33,0

Bei der flach auslaufenden Scherbe, welche das Gletscherende damals darstellte, ist die Abschmelzung an der Unterfläche des Gletschers etwa auf $^{1}/_{10}$ bis höchstens $^{1}/_{6}$ der Längenabnahme zu setzen. Weitere und vollstän-

digere Beobachtungen derart sind mir nicht bekannt geworden.

Bischoff fand am Ufer des obern Grindelwaldgletschers bei 1000 m über Meer 0,3 m unter dem Boden bei 6° Lufttemperatur + 3,5° C. Bodentemperatur.

Ziegler (Pfr. in Grindelwald) beobachtete in 1,3 m unter der Bodenoberfläche im Jahre 1836 ebendort:

	Minimum	Maximum
Am Gletscherrande	+ 0,1° (März)	+ 4,0° (Juli)
Im Dorfe Grindelwald . . .	+ 2,2°	+ 9,8°

Man ersieht hieraus deutlich den Einfluss des Gletschers in der Erniedrigung und konstantern Gestaltung der umgebenden Bodentemperatur, oder, was das Gleiche ist, seine Absorption von Erdwärme zur Schmelzung. Vollständigere Beobachtungsreihen derart, welche zugleich über die Leitungsfähigkeit des Bodens Aufschluss geben, fehlen.

So gewiss die Erdwärme abschmelzend auf die Gletscher wirkt, so wenig ist ihre Wirkung bisher messend bestimmt.

C. Die innere Schmelzung des Gletschers.

Auf verschiedene Weise wird auch im Innern des Gletschers Eis geschmolzen.

Die Schmelzwasserbäche der Oberfläche erlangen stets eine Temperatur von einem Bruchteil eines Grades über 0. Mit dieser Temperatur dringen sie ein durch die Haarspalten, durch einzelne unregelmässige Kanäle, fliessen in Spalten und an Spaltwänden oder durch Schächte und weite schlauchförmige Kanäle, in denen man oft auch da im Gletscher das Wasser murmeln hört, wo an der Oberfläche kein solches zu entdecken ist. Der ganze Gletscher füllt sich an warmen Tagen fast wie ein Schwamm mit dem Schmelzwasser seiner Oberfläche. Unten läuft dasselbe aus, oben aber wird es stets durch Wasser von etwas über 0° ersetzt. So wird an den

Wänden der Wasserwege allmählich von oben nach unten langsam fortschreitend ausgeschmolzen.

Ganz so wie das Wasser wirkt die Luft, die ebenfalls an warmen Tagen in alle Spalten und Kamine oder Eisschächte und in die Haarspalten eingesogen wird, so dass sie eine innere partielle Schmelzung erzeugt.

Interne Schmelzung wird aber auch teilweise durch die Bewegung des Gletschers selbst und an der Unterfläche vielleicht sogar in geringem Masse durch die Reibung am Grunde bedingt. Wir haben schon früher gezeigt, dass Druck Eis verflüssigt und Wasser etwas unter 0° ausquetscht. Der Druck der eigenen Schwere der enormen Eismasse bewirkt wahrscheinlich in gewissem Grade eine solche innere Verflüssigung (vgl. Abschn. VI, A.). Nach Tyndall beruht die ganze Ausbildung der Blaublätterstruktur auf einer solchen Erscheinung; Thomson führt sogar die ganze Bewegung des Gletschers und besonders das raschere Nachrücken der obern Teile auf innere Schmelzung durch Druck zurück. Ein Teil des ausgequetschten Wassers soll Luftblasen vertreibend und ersetzend dort wieder gefrieren, ein anderer Teil als Wasser abfliessen. Quantitative Bestimmungen fehlen.

Die gewöhnliche Abnahme der Bewegung eines Gletschers nach unten hat mehrere gleichzeitig wirkende Ursachen und zwar:

1. Abnahme des Querschnittes und damit des bewegenden Druckes;

2. Kompressibilität des Eises;

3. interne Schmelzung und zwar a) durch eindringende Schmelzwasser und Luft; b) durch Verflüssigung durch Druck.

D. Die Gletscherbäche.

Die Schmelzung an der Oberfläche (Ablation), die Schmelzung am Grunde und diejenige im Innern des Gletschers werden in ihrer Summe ein Zusammenschwinden des Gletschers erzeugen, das bei Gleichgewichtszustand

durch das Nachrücken vollerer Partien des Gletschers wieder ersetzt wird. Die Summe aller aufzehrenden Wirkungen lässt sich geometrisch feststellen durch die jährliche absolute Senkung der Oberfläche des Gletschers an Stellen von bekanntem Untergrund. Forbes beobachtete am obern Teile des Mer de Glace für die Monate Juli bis September 1842 eine tägliche Depression von 0,09 bis 0,104 m, wovon ca. 72 % Ablation, der Rest, also 28 %, auf Senkung durch interne und untere Abschmelzung fiel. Am bedeutendsten ist die Senkung der Oberfläche natürlich nahe am Gletscherende, wo sich alle aufzehrenden Einflüsse steigern, wo die Querschnittsveränderung auch am ehesten gemessen werden kann und wo sie am grössten ist. Und hier ist sie wiederum am bedeutendsten zu Zeiten, da überhaupt die Gletscher mehr schwinden als nachwachsen. In den letzten 10 Jahren betrug am untern Ende grosser Gletscher (Rhonegletscher, Hüfigletscher, Sulzbachgletscher etc.) vielfach die jährliche Oberflächensenkung 5 bis 6 m, welche Zahl stets noch um den Ersatz durch die hier freilich sehr langsame Bewegung geringer ist, als das ganze Schwinden durch Schmelzen. Die schmelzenden Momente mehren sich fortwährend thalwärts. Die Folge davon ist, dass der Querschnitt des Gletschers nicht proportional mit dem Abwärtsrücken, sondern in einer beschleunigten Weise abnimmt. Dadurch gewinnt der Gletscher mehr zungenförmige als keilförmige Gestalt und die relative Neigung seiner Oberfläche zum Untergrunde nimmt nach unten zu.

Das Endprodukt der Gletscherschmelzung ist der Gletscherbach, der aus dem Gletscherthor am Ende des Gletschers hervorbricht. In ihm haben sich die sämtlichen Wassermengen des Gletscherthales gesammelt: flüssige Niederschläge auf den Gletscher, Tau auf Schnee und Eis, Abschmelzung des Gletschers von oben, von unten, im Innern, die Niederschläge auf die Thalwände, der Ertrag der Grundquellen.

Der Gletscherbach ist, wenigstens im Sommer, bei ganz grossen Gletschern manchmal auch im Winter, infolge der Reibung eingeschlossener Steine auf dem Unter-

grund durch die Gletscherbewegung und Abschleifung derselben sowie des Felsuntergrundes trübe (Näheres Abschnitt VII) und unterscheidet sich dadurch sehr auffallend von den Schmelzwasserbächen der Gletscheroberfläche.

Die Gebr. Schlagintweit haben Messungen über die Ausflussmenge der Gletscherthore ausgeführt und geben als Ertrag mittlerer Schmelztage im Sommer folgende Zahlen:

Gletscher und Bach	m^3 pr. Sek.
Pasterzengletscher (linker Arm)	3,467
Pasterzengletscher (rechter Arm)	1,9
Pfandelschartengletscher (in Obigem mitenthalten)	1,0
Gesamt-Möll unter dem Pasterzengletscher . .	5,33
Ertrag des Pasterzengletschers allein (berechnet)	4,33
Hintereis- und Hochjochgletscher (Oetz)	3,02
Vernagtgletscher	0,62

Während das Wasser kleiner Bäche auf dem Gletscher fast genau stets 0° aufweist, steht der Gletscherbach unten bei seinem Austritt stets etwas höher, was Wirkung von Bodenwärme und Luftströmung ist. Es sind z. B. am Austritt aus den Gletscherthoren gemessen worden:

Untergrindelwaldgletscherbach . .	0,3°	bis 0,4°	Bischoff
Obergrindelwaldgletscherbach . . .	0,6		Bischoff
Lammerengletscherbach	0,2		Bischoff
Mittel von 10 Tirolergletschern . .	1,0		Ennemoser
Pferderergletscherbach (Tirol) . . .	1,7		Ennemoser
Unteraarbach	1,0		Gebr. Schlagintweit
Visp (Gornergletscher)	1,5		Gebr. Schlagintweit
Spieglerbach (Marcellgletscher) . .	0,2	bis 0,3°	Gebr. Schlagintweit
Oetz (Hintereisgletscher)	0,5		Gebr. Schlagintweit
Möll (Pasterzengletsch.), rechter Arm	0,4		Gebr. Schlagintweit
Möll (Pasterzengletsch.), linker Arm	1,0		Gebr. Schlagintweit
Möll (Pasterzengletsch.), im Mittel .	0,7	bis 0,8°	Gebr. Schlagintweit

Es zeigt sich dabei die Temperatur des Gletscherbaches fast unabhängig von der äussern, in das Thor einströmenden Lufttemperatur bei jeder Witterung den ganzen Sommer über für jeden Gletscher ziemlich konstant.

Mit der Entfernung vom Gletscher, da der Bach auf wärmern Boden und in wärmere Luft kommt, nimmt die

Temperatur rasch zu, selbstverständlich nicht regelmässig und bei kleinern Bächen rascher als bei grössern. So finden wir:

Triftbach (stammend von einem sekundären Gletscher im Unteraargebiet) nach Agassiz (Zeit nicht angegeben, jedenfalls Hochsommer):

Entfernung vom Gletscherthor	Temperatur
0 m	0°
200	1,5°
500	3,0
1000	5,0
1500	6,0
2000	6,5 bis 7°

Aar nach Agassiz:

Entfernung vom Gletscherthor		Temperatur
Am Thor	0 m	1°
Grimsel	ca. 4 km	2°
Handeck	„ $9\frac{1}{2}$ „	3,5°
Guttanen	„ $14\frac{1}{2}$ „	5°
Imgrund	„ 18 „	6°
Meyringen	„ 20 „	7°
Brienzersee	„ 27 „	9°

Aehnliche Beobachtungen haben Agassiz von der Visp, Schlagintweit von der Oetz etc. gemacht. Gewiss wirkt bei dieser Temperaturerhöhung auch der Taueniederschlag aus der Luft in den kältern Bach sehr oft wesentlich mit. Je nach Witterung und Jahreszeit wird sich die Temperaturzunahme wesentlich anders gestalten.

Der Ertrag des Gletscherbaches schwankt 1) nach der Tageszeit, 2) nach der Witterung, 3) nach unregelmässigen, in lokalen Verhältnissen begründeten Perioden, 4) nach der Jahreszeit.

1. Der Gletscherbach im Verhältnis zur Tageszeit.

Alle Gletscherbäche vermehren ihre Wassermasse im Verlaufe des Tages und vermindern dieselbe durch die Wirkungen der Nacht. Offenbar wirkt der Gletscher hier wie das durchlässige Terrain im Sammelgebiet einer Quelle. Schwammartig füllt er seine Haarspalten, Kanäle

und Poren mit Wasser zur Zeit der Schmelzung, nur allmählich lässt er dasselbe wieder abfliessen. Wenn auf der gewölbten Gletscheroberfläche gegen Abend die Schmelzwasserbäche schon ruhig geworden sind, fliesst oft an tiefern Stellen gegen den Rand oder das Ende hin noch Schmelzwasser aus den Klüften aus, und der Gletscherbach am Ende des Gletschers erreicht sein Maximum erst am Abend. Am Morgen ist er klein geworden und steigt erst, nachdem die Ablation schon einige Zeit angedauert hat. Je kleiner der Gletscher, desto unmittelbarer und rascher ist die Verbindung von dem Schmelzwasser der Oberfläche mit dem Gletscherbach, desto rascher machen sich alle Veränderungen in der Abschmelzung am letztern fühlbar. Je grösser der Gletscher, desto stärker die Ausgleichung im Abfliessen.

Das Abnehmen der Filtration und des Wasserabflusses des Gletschers während der Nacht ist nicht eine Folge des Gefrierens von eingesogenem Wasser im Gletscher, sondern des Aufhörens der oberflächlichen Schmelzung und der teilweisen Entleerung der Haarspalten. Bei kleinen Hängegletschern kommt es vor, dass ihre Bäche bei normalem hellem Sommerwetter ihr Tagesmaximum schon bald nach Mittag, 2 oder 3 Uhr oder gegen Abend 5 oder 6 Uhr erreichen und abnehmen, sobald die Sonne tiefer sinkt; die Ablation nimmt ab, lange bevor Frost an der Oberfläche fühlbar wird. In regen- und föhnfreier Nacht stehen die Bäche oft schon vor Mitternacht oder gegen Morgen ganz ab. Bei etwas grössern Gletschern fliessen sie im Sommerhalbjahr in der Regel die ganze Nacht. Je grösser der Gletscher, desto weniger gross die Schwankung im Ertrag und desto mehr verzögern sich Minima und Maxima der Ablation bis zu ihrem Erscheinen im Bach. Ein Wasserteilchen im obern Teil eines langen Gletschers gebraucht oft einige Stunden, bis es durch den ganzen Gletscher hinab teils auf, teils in, zuletzt unter demselben mit allerlei Verzögerungen fliessend das Gletscherthor erreicht hat. Bei konstanter Witterung zeigt sich die Aare bei ihrem Austritt aus dem Unteraargletscher nach Desor und Dollfuss

(Ag. S. 364) am kleinsten gegen 10 Uhr morgens, am Abend ist sie noch lange nach Sonnenuntergang im Steigen und erreicht ihr Maximum oft erst um Mitternacht. Mancher Gletscherbach, der ohne weiteres am Morgen übersprungen werden kann, ist nachmittags oder abends nicht mehr passierbar.

2. Der Gletscherbach im Verhältnis zur Witterung.

Die Gletscherbäche variieren sehr stark nach der Witterung. Aber auch hier zeigt sich wiederum eine direkte Parallelität nur bei kleinen Gletschern, eine Verzögerung der Wirkung oft um 8 bis 14 Tage und mehr mehr bei grössern Gletschern. Die Schwankungen nach der Witterung sind bei grössern Gletschern, wenn das Wetter in mehrtägigen Perioden sich ändert, bedeutender als die Schwankungen nach der Tageszeit und können letztere fast gänzlich verdecken. In drei aufeinanderfolgenden mehrtägigen Phasen des August 1844 fanden Desor und Dollfuss am Unteraarebach die Wassermenge wie folgt:

Witterung	Mittl. Temp.	Tägl. Ablation	Aarbach pr. Tag	pr. Sekunde
schön	6,70	0,051	2 000 000 m³	69.0 m³
Schneefall	1,95	0,000	1 260 000	14.6
Regen	4,02	0,013	344 000	4,0

Man sieht hieraus, dass der Einfluss der Temperatur denjenigen des Regens weit übertrifft und die Speisung des Baches selbst dann fortdauert, wenn die Ablation aufgehört hat. Im ganzen sind im Sommer die Schwankungen der Gletscherbäche viel geringer als diejenigen der Wildbäche, aber grösser als diejenigen der Quellen; ihre Maxima gehören der grössten Sommerhitze an; von den Quellen unterscheiden sie sich ausserdem besonders durch die Tagesperiode, die den Quellen fehlt. Auf grosse Ströme wirken sie ausgleichend, indem gerade dann ihr Ertrag am stärksten ist, wenn die übrigen Zuflüsse am niedrigsten stehen.

3. Lokale Perioden im Ertrag der Gletscherbäche.

Bei manchen Gletscherbächen kommen Schwankungen vor, welche besonders in ziemlich plötzlichen, von Witterung und Tageszeit unabhängigen Anschwellungen sich zeigen. Solche können mehrmals im Jahre auftreten, am Vernagtgletscherbach 3- bis 4mal im Jahr, und sich in verschiedenen Jahren einstellen, oder sie kommen jährlich regelmässig einmal oder im ganzen nur einmal vor, ohne sich in anderen Jahren zu wiederholen. Meist hat sich in solchen Fällen am Rande des Gletschers oder in innern Höhlen, sogenannten Wasserkammern, durch Stauung zeitweise Schmelzwasser angesammelt, dann hat es, durch die Bewegung des Gletschers zeitweise unterstützt, vielleicht unter Bildung neuer Risse oder Ausschmelzen neuer Kanäle, einen raschen Ausweg gefunden. Am Vernagtgletscher, am Aletschgletscher sah man schon wiederholt vorübergehend Wasser in Strahlen aus Spalten hoch aufspritzen und den Ausfluss nachher vorübergehend anschwellen. Die Erscheinung ist der Beobachtung zugänglich, wo der Gletscher oberflächlich sichtbare Seen bildet (vergl. Abschn. II); allein Aehnliches scheint auch zeitweise unter dem Eise vor sich zu gehen. Ein sehr eigentümliches Verhältnis derart zeigt der Puntaiglasgletscher oberhalb Trons (Graubündten, Südseite der Tödigruppe, vergl. Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung, Bd. I, S. 266 etc). Der Gletscher liegt in flachem Becken, nachher wird das Thal sehr steil. Die Ferrera, der Ausfluss des Puntaiglasgletschers, führt stets viel klareres Wasser als alle anderen Gletscherbäche, niemals eigentliche „Gletschermilch.“ Ferner fliesst sie fast immer sehr regelmässig, bei Gewittern hat sie nur sehr unbedeutende Anschwellungen. Hingegen schwillt die Ferrera jedes Jahr einmal zur heissesten Jahreszeit, gewöhnlich in der zweiten Hälfte Juli, fast plötzlich für bloss 24 Stunden bis höchstens 2 Tage an. Nach dem kalten nassen Frühling und Frühsommer von 1879 verspätete sich ausnahmsweise die Anschwellung bis auf

den 7. und 8. August. Dieselbe beginnt gleich wo der Bach aus dem Gletscher tritt. 1876 fiel sie auf den 25. Juli, 1877 genau auf den gleichen Tag. In den ersten 12 Stunden steigt das Wasser und führt dann grössere Geschiebe, hernach nimmt es ebenso gleichmässig ab, wie es gestiegen ist. Nachdem der Bach wieder auf gewöhnlichen Stand zurückgesunken ist, dauert die Trübung noch einige Zeit lang fort. Wenn die Anschwellung auf Zeiten sonst kleinen Wasserstandes und trockener Witterung trifft, soll sie viel bedeutender sein, als wenn sie mit kühlem Wetter zusammenfällt. Kein anderer Bach der Umgebungen zeigt solche Verhältnisse. Schon der alte Pater a Spescha erwähnt der periodischen Fluten der Ferrera. Ob der flache Gletscher eine Art Seebecken überdeckt, in welcher die Wasser sich klären? Ob dieser See den Gletscher allmählich hebt und dann zum teilweisen Ausbruch gelangt? Wir wissen es nicht.

4. Der Gletscherbach im Verhältnis zur Jahreszeit.

Schon in den Alpen zeigen die Gletscher nach der Jahreszeit ein untereinander sehr verschiedenes und auch von Jahr zu Jahr ungleiches Verhalten. Allgemein finden wir im heissesten Monat die Gletscherbäche am gewaltigsten. Gegen den Spätherbst nehmen sie ab. Saussure sah im Winter die Gletscherbäche des Chamounixthales mit etwa der halben Wassermenge des Sommers fliessen. Forbes schätzte den Arveyron im Winter (Travels, p. 62) auf noch 2 bis 5 m^3 per Sekunde. Auch Tyndall traf diesen Gletscherbach des Mer de Glace im Winter noch bedeutend stark und trübe, wenn auch nicht so dick und trübe wie im Sommer. Schlagintweit berichtet, dass die Bäche der grössern Tirolergletscher im Winter, wenn auch mit bedeutend vermindertem Wasser, doch stets fliessen. Nach Ingenieur X. Imfeld in Brig ist die Massa, der Ausfluss des Aletschgletschers, im Winter zwar viel kleiner als im Sommer, zeigt aber im ganzen Winter deutlich die für Gletscherbäche charakteristische milchige Trübung, wenn auch etwas schwächer als im

Sommer. Die Bäche der grossen Berninagletscher versiegen auch im kältesten Winter nach Mitteilung der Herren Enderli und Dr. Ludwig in Pontresina niemals, sind aber im Winter meist so klar wie Quellwasser; Anwachsen und zunehmende Trübung derselben deuten Steigen der Temperatur an. Ich selbst habe den Ausfluss des Hüfigletschers im Februar 1872 noch ziemlich stark und etwas trübe unter einer mühsam aufzuhauenden Eisdecke fliessen sehen. Die Bäche des Untergrindelwaldgletschers, des Rosenlai- und des Oberaargletschers hingegen stehen nach Agassiz im Winter fast ganz ab, nach anderen Mitteilungen hingegen fliessen sie verborgen unter dem Schnee fort, freilich sehr schwach und quellhell (Pfarrer Strasser in Grindelwald).

Aber ein und derselbe Gletscherbach kann sich in verschiedenen Jahren sehr verschieden verhalten, was vielleicht mit allerlei Zufälligkeiten im Verschluss oder Nichtverschluss von Luftwegen unter dem Eise durch den Schnee in Verbindung steht. Offenes Gletscherthor gibt erkältende winterliche Luftströmung unter dem Eise, eingeschneite Thore halten die Unterfläche der Gletscher wärmer.

Die Bäche der kleinen Gletscher in den Alpen und besonders der Hängegletscher stehen im Winter in der Regel ganz ab, und man findet den Gletscher dann auf seiner Unterlage, wenigstens soweit dieselbe zugänglich ist, d. h. in den Randpartien, angefroren. Ob das Gleiche auch in den mittlern Teilen und teilweise bei grössern Gletschern der Fall ist, weiss man nicht. Ferner ist zu beachten, dass der Ausfluss oder Nichtausfluss am Ende des Gletschers im Winter noch nicht absolut über Abgabe oder Nichtabgabe von Wasser durch den Gletscher entscheidet, weil unter den Gletschern gewöhnlich für ein bedeutendes Wasserquantum Gelegenheit zur Versickerung und Filtration gegeben ist, in besonderm Masse bei Gletschern auf Kalk oder Dolomitfels wie Rosenlaui-, Grindelwaldgletscher etc. und ebenso bei solchen mit grossen vorgelagerten, stauenden Endmoränen und Bachablagerungen wie Unteraargletscher, Rhonegletscher etc.

Bei breitem Geschiebethalgrund, tief unter Eis und Schnee im Winter vergraben, ist es übrigens sehr schwierig, das abfliessende Wasser zu finden und zu schätzen; manche Angaben über Fehlen eines Gletscherbaches mögen deshalb auf Irrtum beruhen. Jedenfalls muss konstatiert werden, dass im Winter zahlreiche Flüsse der Alpen, wie die Reuss bei ihrer Mündung in den Vierwaldstättersee, die Linth bei ihrem Walenseedelta, die Rhone am Genfersee etc., fast ganz klar sind und dass die Seen, in welche sie münden, noch im Frühjahr klar sind, während die Flüsse im Sommer trübes Gletscherwasser führen und die Seen jene glänzend blaue Trübung annehmen. Die Reibung des Gletschers am Untergrund oder richtiger die Ausspülung des Schleifschlammes (vergl. Abschn. III) ist also viel geringer im Winter als im Sommer. Weitere Beobachtungen sind wünschbar.

Im hohen Norden ist der Winter viel kälter und anhaltender kalt als in den Alpen. Dränge Durchkältung bis auf den Grund des Eises, so würde die Wasserabgabe hier im Winter noch viel früher und vollständiger aufhören müssen, als in den Alpen. Es findet aber eher das Gegenteil statt. K. J. V. Steenstrup (Meddelelser om Grönland IV) gibt über Grönlands Gletscher im Winter genauen Aufschluss. Selbst die kleinern Gletscher, etwa den mittlern oder kleinern der Alpen oder den norwegischen vergleichbar, geben den ganzen Winter einen Gletscherbach ab, der freilich bedeutend schwächer ist, als der Gletscherbach des Sommers. Bei kaum 30 m Gletscherdicke hoch an einem Gehänge der Nugsuakhalbinsel (70 $^1/_2$ ° N. Br.) 600 m über dem Meere in einer Lage, wo an Thermen nicht zu denken ist, sah dieser Forscher den ganzen grimmigen Winter hindurch flüssiges Wasser austreten (S. 23)! Aehnliches wird von anderen Gletschern bis zum 78° N. Br. berichtet. Steenstrup ergänzt mir brieflich seine Beobachtungen, indem er konstatiert, dass das Wasser der kleinern selbständigen Gletscher im Sommer stark schlammig, gegen Ende Winter, wo die Kältewirkung wohl am tiefsten reicht, allmählich heller, manchmal sogar ganz klar

werde, aber auch nicht selten stets etwas schlammführend bleibe. Die Abflüsse der grossen, ins Meer steigenden Gletscher münden tief unter Meer. Sie quellen, weil sie leichter als das Meerwasser sind, rasch vor der untergetauchten Eisabbruchwand in die Höhe und verbreiten sich, alles trübend, über dem Meerwasser auf mehrere Kilometer Entfernung. Im Winter findet man die kräftige Strömung des Gletscherbachwassers, sobald man das Fjordeis vor der Front eines grossen Gletschers aufbricht; dasselbe zeigt sich im Winter so trübe als im Sommer. Die Gletscherströme des Binneneises lassen den Wechsel der Jahreszeiten kaum mehr fühlen. Bei der vorhandenen Beschaffenheit des Landes, dem Fehlen grösserer Gehänge, welche über dem Eise stehen, und bei der Art seiner Vergletscherung ist an gewöhnliche Quellen auf dem Grunde des Gletschers im Innern des Landes nicht zu denken.

Das Wasser der Gletscherbäche im Winter ist von verschiedenen Ursachen, zunächst in Beziehung auf die Alpen, abgeleitet worden, und zwar von:

a) allmählicher Aussickerung des im Sommer in den Haarspalten schwammartig aufgespeicherten Wasserüberflusses (Schlagintweit etc.);

b) Quellen unter den Gletschern (Agassiz etc.);

c) innerer Schmelzung durch den Mechanismus der Bewegung, Druck (J. Thomson); Reibung am Grunde etc. (Weyprecht teilweise);

d) Erdwärme (Saussure etc.).

Die allmähliche Abnahme der Gletscherbäche bis zu einem Minimum im Spätwinter oder Frühling beweist, dass nicht d) allein die Wintergletscherbäche bildet. Für a) hingegen sprechen unsere frühern Reflexionen, sowie die Verhältnisse von Grönland. Der Schlammgehalt sehr vieler Gletscherbäche im Winter beweist, dass es nicht nur b) allein sein kann, Mitwirkung von b) ist aber in einzelnen Fällen ausser Zweifel (Baltistan) und in vielen wahrscheinlich.

Alle vier Wasserlieferanten tragen dazu bei, dass grössere Gletscher stärkere Winterbäche geben als klei-

nere. Nur anhaltende exakte Beobachtungen könnten vielleicht zeigen, dass die Abnahme im Winter oft rascher, dann von einem bestimmten Moment an langsamer vor sich gehe, was auf eine zeitliche Grenze des Faktors a) hindeuten würde. Am unsichersten bleibt c) Ein Mittel zur partiellen Entscheidung der Frage dürften Bestimmungen des Gehaltes an gelösten Substanzen in einzelnen Gletscherbächen zu verschiedenen Jahreszeiten sein, indem der Gehalt an Gelöstem im Sommer sehr klein ist. Je nach dem Anteil der Quellen am Winterbach wird im Winter der Gehalt an Gelöstem steigen. Wenn subglaciale Quellen stark beteiligt sind, so ist sogar denkbar, dass die Gletscherbäche an der Austrittsstelle im Winter einige Bruchteile eines Grades wärmer wären als im Sommer. Solche Untersuchungen fehlen noch.

Es scheint mir, dass wir hier wie so oft einen Fehler der Einseitigkeit begehen würden, wenn wir, wie es vielfach geschehen ist, nur einen Faktor als massgebend bezeichnen wollten. Vor allem wäre es unrichtig, den wohl allgegenwärtigsten Faktor, die Erdwärme, zu vernachlässigen.

E. Einfluss der Abschmelzung auf das Grössenverhältnis von Firn und Gletscher.

Vergleichen wir bei verschiedenen Gletschern desselben Gebietes die Sammelgebietsfläche und die Abschmelzungsfläche, so finden wir sehr verschiedene Proportionen der beiden Teile zu einander. Das Mittel aus 10 Gletschern der Oetzthalergruppe ergab Sonklar ein Verhältnis der Sammelfläche zur Abschmelzungsfläche wie 3,7 : 1, für 5 Gletscher der Tauerngruppe erhielt er 3,8 : 1.

Steile Gletscherthäler bringen das Eis rascher in Gebiete starker Ablation von oben und Abschmelzung von unten und vermehren durch zahlreiche Spalten die Angriffsflächen der Abschmelzung, so dass, trotz der raschern Bewegung, der Gletscher schneller aufgezehrt wird. So finden wir z. B.:

Glacier de Salleinoz (Mont Blanc) hat ein ausgeprägtes Sammelbecken und steigt sodann von 2586 m an sehr steil und zerklüftet durch ein enges Thal bis 1639 m hinab. Die Sammelgebietsfläche beträgt etwa 7,5, der Gletscherstrom hat 1,55 km² Fläche, das Verhältnis ist fast genau = 5 : 1.

Aehnlich verhält sich der Obergrindelwaldgletscher mit ca. 4,8 : 1.

Der Fiescher- und der Aletschgletscher weisen gleiche Orientation auf, sind in gleichem Masse mit Moränen versehen, liegen nahe beisammen. Der erstere aber fliesst in engerm steilerm Thal und ist viel stärker durchklüftet als der letztere. Wir finden das Verhältnis von Firn zu Gletscher beim Fieschergletscher = 33,57 : 6,57 = 5,1 : 1, beim Aletschgletscher = 99,54 : 29,45 = 3,38 : 1. Der Gornergletscher hat das Verhältnis von ca. 2,45 : 1. [1]) Der Aletschgletscher liegt an der Südseite, ist also immerhin noch ziemlich stark exponiert. Der Oberaargletscher, der gleichen Gruppe angehörend, geht von West gegen Ost und sein Thal hat ein schwaches Gefälle, so dass das Ende noch bei 2243 m liegt, also 700 bis 900 m höher als bei den beiden vorangegangenen. Unter solchen Umständen sind oberflächliche, innere und untere Abschmelzung geringer. Dies zeigt sich deutlich in der verhältnismässig grossen Eisstromfläche, welche notwendig wird, um den Eisstrom zu schmelzen. Beim Oberaargletscher haben wir das Verhältnis von Firnfläche zu Gletscherfläche = 6,7 : 3,7 = 1,81 : 1.

Der Unteraargletscher ist gleich orientiert wie der Oberaargletscher, zwar liegt er etwas tiefer, allein sein Untergrund ist eher noch flacher geneigt, er ist so massenhaft mit Moränenschutt bedeckt, dass dadurch die ganze Aufzehrung wesentlich verlangsamt wird. So finden

---

[1]) Wenn die „Naturkräfte in den Alpen", S. 176 u. 177, für den Gornergletscher 7,4 : 1 angeben, so beruht diese Zahl wohl auf einer ganz unrichtigen Annahme in der Höhe der Firnlinie, welche hier thatsächlich nicht unter 2800 m gesetzt werden darf.

wir denn beim Unteraargletscher Firn : Gletscher = 22,65 : 16,82 = 1,35 : 1.

Diese Zahlenverhältnisse müssen sich überdies nach dem Klima ändern bei gleichen orographischen Bedingungen. Dergleichen Angaben sind aber aus anderen Gebieten noch kaum vorhanden.

Aus den mitgeteilten Verhältnissen der Alpen geht deutlich hervor, dass die Fläche eines Eisstromes im allgemeinen proportional der Fläche des Sammelgebietes ist, dass aber dieses Verhältnis Modifikationen erleidet je nach der Gestalt und Höhe der Grundlage, der Durchklüftung und der Schuttbedeckung des Gletschers, und zwar in dem Sinne, dass Faktoren, welche die Abschmelzung beschleunigen, den Eisstrom im Verhältnis zum Sammelgebiete verkleinern.

F. Das Treibeis der Polargebiete.

Reicht der Wärmeüberschuss der Thalgründe nicht aus, um das Nachfliessen des Eisstromes dnrch Abschmelzung zu überwinden, bevor der Gletscher in einen See oder in das Meer hinausgetreten ist, so gelangt nun noch eine durchaus andere Form der Auflösung, die Treibeisbildung, in Wirkung. Alles Eis, welches in Stücken im Meere schwimmend von Winden und Meerströmungen getrieben wird, heisst Treibeis; allein lange nicht alles Treibeis rührt von den Gletschern her. Zur Unterscheidung müssen wir zunächst dem Treibeis überhaupt unsere Aufmerksamkeit zuwenden.

1. Feldeis (Packeis) der arktischen Meere.

Ein grosser Teil des Treibeises ist gefrorenes Meerwasser, dasselbe heisst „Feldeis“ oder „Tafeleis“. Es gibt „gewöhnliches Feldeis“ oder oft kurzweg „Treibeis“ genannt, welches aus weniger dicken, nur einjährigen oder wenigjährigen Tafeln besteht und meist in einem Sommer wieder aufzuthauen vermag. Jahr für

Jahr entsteht es neu und vergeht wieder. Unter „Packeis“ versteht man schweres Treibeis, Eisplatten von einer Dicke, welche erst im Laufe mehrerer Jahre sich bilden konnte, oder welche entstanden sind durch Zusammenfrieren von über- und untereinander geschobenem und getürmtem gewöhnlichem Feldeis. Das Feldeis überhaupt hat bald eine ziemlich kompakte, bald eine etwas schwammige Struktur. Es ist immer, und namentlich wenn es noch jung ist, mehr lederartig zähe und viel weniger fest als das Süsswassereis, das, von Flüssen und Bächen ins Meer gespült, hie und da in einzelnen, von den Polarfahrern gefürchteten Schollen zwischen dem Treibeis getroffen wird. Das Feldeis ist salzhaltig. Der beim Gefrieren des Meerwassers zuerst entstehende Brei von Eiskrystallen und Salzlösung schliesst bei weiterer Verfestigung Salzlösung teils als Mutterlaugenporen ein, teils findet sich das Salz fest mit dem Eis gemischt. Das Meerwasser hat zwar bei — 3,7° seine grösste Dichtigkeit, allein das bei — 2,5° sich bildende Eis schwimmt, teils wegen der Dunsung (Luftblaseneinschlüsse), teils weil bei seiner Bildung ein Teil des Salzes nach unten ausgeschieden worden ist. Ueber diese Erscheinungen Näheres in Weyprecht, Metamorph. d. Polareises, und Boguslawsky, Handbuch d. Oceanorographie.

Durch direkte Versuche hat Steenstrup (Meddelelser om Grönland IV) bestimmt, dass in Meerwasser von 3,32 % Salzgehalt und 1,3° Wärme schwimmend das Volumen des vorragenden zum untergetauchten Eise sich verhält wie 1 : 4,29. Das Feldeis zeigt stets eine deutliche parallele Schichtung durch Wechsel poröserer mit kompakteren Lagen. Feldeis kann in einem arktischen Winter sich leicht zu 1 bis 2 m Dicke bilden. 2 1/2 m wird es schon selten und (Weyrecht Metamorph. 138 bis 142) über 6 m Dicke könnte das Eis auch bei der grimmigsten Kälte niemals in einem Winter erlangen, wohl aber können durch Schieben und Zusammenfrieren in einem Winter 9 bis 15 m dicke Massen von Packeis entstehen. Einfache Tafeln von 6 bis 7 m sind gewöhnlich schon mehrjähriges schweres Packeis. Das stärkste

Packeis, das im Nordpolargebiet bisher gefunden worden ist, soll gegen 30 m Tafeldicke aufweisen. Eine Tafel, welche beim Grimmelland gefunden worden ist, ragte 6,4 m über Meer und war dabei 9600 m lang und 6400 m breit.

Die Eisrinde kann weder am Nordpol noch Südpol zu unbegrenzter Dicke anwachsen. Je dicker sie wird, desto schwieriger dringt die äussere Kälte durch die Eisrinde an deren untere Grenze, um dort neues Anfrieren zu bewirken. Endlich wird ein Gleichgewichtszustand in dem Sinne eintreten, dass die mittlere jährlich unten anfrierende Schicht gleich ist der mittlern jährlich oben abschmelzenden und verdunstenden Schicht. Sehr oft, besonders wo Meeresströmungen wärmeres Wasser hinbringen, tritt in diese Gleichung auch noch die Abschmelzung von unten hinein.

Unter sonst gleichen Bedingungen an der Unterseite der Eisfläche wird in einer Gegend mit sehr kalten Wintern und warmen Sommern wie im arktischen Gebiete die erstjährige Eisschicht schon sehr dick (bis $2\frac{1}{2}$ m) sein, das Dickenwachstum aber von Jahr zu Jahr bedeutend geringer werden, die maximale Dicke ziemlich enge begrenzt und nach Weyprechts Vermutung schon nach 10 bis 20 Jahren erreicht sein. Starkes Frieren im Winter, starkes Tauen im Sommer erzeugt grosse Veränderlichkeit in der Eisbekleidung des Oceanes. Wo aber die Schmelzwärme des Sommers sehr gering ist und die Temperatur der warmen Jahreszeit selten auf 0° hinaufsteigt, wie in der antarktischen Zone, da wird trotz weniger intensiver Winterkälte und geringeren Eisschichten der ersten Jahre das Eis viel längere Zeit von Jahr zu Jahr wachsen können. Viel mächtigeres Packeis und stabilere Zustände werden die Folge sein.

Gegen die Pole hin kommen wir zuerst auf Oceanzonen, wo das Eis fast alljährlich sich bildet, aber auch alljährlich wieder verschwindet. Da haben wir es nur mit einjährigem Eise zu thun. Im arktischen Gebiet ist es verhältnismässig stark, im antarktischen schwächer, so dass dort manche Schiffe, noch das Eis brechend, vor-

dringen konnten. Die Eisbildung beginnt an den Küsten, geht aber auch über den offenen Ocean. Anstatt die mittlern Umrisse des Oceaneises zu beschreiben, sei einfach auf die graphischen Darstellungen in manchen Atlanten verwiesen. Weiter gegen die Pole folgen Zonen, in denen das Auftauen im Sommer nicht mehr regelmässig ist, wo also mehrjähriges Eis stets häufiger wird.

Selbst im Winter bleibt das Eis niemals ruhig. Meeresströmungen, Flut und Ebbe, Winde brechen es, drängen es zusammen. An manchen Stellen öffnen sich Kanäle, an anderen pressen, schieben und türmen sich die Tafeln in den kühnsten Gestalten unter entsetzlichem Dröhnen, Klirren und Knallen übereinander, bis viele Quadratmeilen weite Flächen entstehen, die an die vergrösserten Formen einer Lavastromoberfläche erinnern und welche nur mit den grössten Schwierigkeiten zu überschreiten sind. Die Risse frieren wieder zu. Diese Eispressungen bilden eine der grössten Gefahren für die im arktischen Gebiete überwinternden Expeditionsschiffe. Ihrer Gewalt gegenüber sind alle menschlichen Mittel zur Abwehr nutzlos. Im Frühsommer wird alles lebendig, die Eisdecke reisst auseinander, ein Netz von Kanälen durchzieht sie, die zuerst enormen Eistafeln brechen in kleinere auseinander, die „Eisdrift“ geht, Schiffe oft unwiderstehlich mit sich nehmend, von den Polarströmungen und noch mehr von den Winden getrieben und von der Rotation der Erde auf der Nordhalbkugel gegen rechts, auf der Südhalbkugel gegen links etwas abgelenkt, den wärmern Regionen zu. Die Küsten der Polarländer werden teilweise eisfrei, die äquatorwärts liegenden Meere voll Treibeis, das allmählich, oft erstaunlich rasch auseinander fällt; es zerfliesst im Meere.

So trennt sich von den Polarmeeren periodisch das Treibeis los und tritt seine auflösende Flucht in wärmere Zonen an. Die Eisdrift bewegt sich oft mit einer mittlern Geschwindigkeit von 10 bis 20 km im Tag. Nach Börgen treibt im Mittel täglich im Süden der Baffingsbai durch jeden Querschnitt eine etwa 125 geogr. Quadratmeilen grosse, mit Treibeis mehr oder weniger dick be-

deckte Fläche, die aus dem Innern der arktischen Meere den gemässigten Gegenden zutreibt.

Verschiedene Jahrgänge zeigen sehr grosse Unterschiede in dem Einfrieren der Meere wie in der Eisdrift des Frühsommers; auch innerhalb eines Jahres kann in gewissen Teilen des Oceanes viel mehr, in anderen viel weniger Eis sein, als in normalen Jahren. Von diesen Schwankungen hängt das Schicksal und der Erfolg der Polarexpeditionen ab. Im offenen Meere segelnd, sind im Nord- wie im Süd-Polarmeer Punkte erreicht worden, über welche in anderen Jahren selbst im Sommer das Eis 10 und sogar 14 Breitengrade weiter südlich hinausreichte. Dies ist denn auch die Veranlassung für die sehr widersprechenden Behauptungen über das wohl nicht existierende „offene Polarmeer“ (vergl. Payer, Oesterreich.-ung. Nordpol-Exp. S. 45. Näheres in dem Aufsatz von Dr. Jos. Chavanne, Eisverhältnisse im arkt. Polarmeer und ihre periodischen Veränderungen, Petermanns Mittheil. 21. Bd., 1875, 7. Heft). Je nach den Jahrgängen greift die Eiszerstörung oft hinein bis weit in das Gebiet des vieljährigen Feldeises. Die dort abbrechenden Stücke bilden das schwere Packeis, das zwischen dem gewöhnlichen Treibeis gegen wärmere Zonen getrieben wird und, obschon aus entfernterer Heimat stammend, weiter in die gemässigten Zonen hineingeht, weil es länger aushält.

2. Feldeis (Floeberge) der antarktischen Meere.

Es ist von vornherein klar, dass in einer Gegend mit gleichmässig rauhem Klima ohne schmelzenden Sommer, wie wir schon gezeigt haben, das einjährige Feldeis dünner bleibt, das vieljährige aber fast unbegrenzt dick werden kann. Durch Abbrechen des letztern muss allmählich eine scharfe, zackige, aber zusammenhängende Umrandung des innern, mit vieljährigem Packeis stets vereisten Polargebietes entstehen. Damit steht in Zusammenhang, dass zwischenliegende Tafeldicken wie bei dem gewöhnlichern schweren Packeis des arktischen Ge-

bietes spärlich werden müssen; es gibt nur noch dünntafeliges Feldeis, hie und da durch Ueberschiebungen verdickt, und enorm dicke Tafeln, die als Eisberge erscheinen.

Das antarktische Meer ist sehr reich an schwimmenden Eisbergen, die ausnahmsweise gegen Südafrika bis zum 33°, bei Südamerika nicht ganz bis zum 63°, im allgemeinen höchstens bis zum 42°, in gewöhnlichen Jahren bis ca. 60° reichen. Man nennt sie „Floeberge", welcher Ausdruck „schwimmender Berg" eigentlich auch auf anderes Treibeis passt, allein doch mehr und mehr bloss auf das Treibeis der Südhalbkugel specialisiert wird. Bis in die neueste Zeit hat man die Floeberge gewöhnlich, aber wie mir scheint, irrtümlich den „Eisbergen" der arktischen Zone gleichgestellt und von Gletschern hergeleitet und daneben behauptet, „schweres Feldeis komme hier gar nicht vor". Allein die Eisberge der Südpolarmeere sind wahrscheinlich nichts anderes als schweres Feldeis. Sie unterscheiden sich, wenn sie nicht schon allzusehr durch Schmelzung verändert sind, oder sich entsprechend der Formveränderung umgedreht haben, durch ihre ganz andere Form von den „Eisbergen" des arktischen Nordens. Sie sind nicht unregelmässige pyramidale Gipfel und Klötze aller Gestalten, sondern Tafelberge, oben ganz flach von meistens 50 bis 70 m Höhe über Wasser und inselartiger Ausdehnung. Je grösser ihr Umfang, um so deutlicher die Tafelgestalt. Die Floeberge, welche die Challenger Expedition in der Nähe des antarktischen Polarkreises angetroffen hat, waren Tafeln von im Mittel 500 bis 1000 m Durchmesser (10 bis 100 Hektaren Fläche) und 60 bis höchstens 75,6 m Höhe über See. Sie mögen eine Gesamtdicke von höchstens 350 m gehabt haben. Nach Weyprecht (Metamorphosen des Polareises Seite 15) sind dort sogar schwimmende Eisinseln von 60 bis 70 m Höhe und 2 bis 3 Meilen, d. h. bis 5½ km Längendurchmesser vorgekommen. Zu Hunderten geschart, mit Nebeln ewig umgeben, treiben sie im offenen Meere dahin und bieten der Schiffahrt noch grössere Gefahren als das nördliche

Treibeis. Sie haben nicht die blaue Farbe der arktischen Eisberge, sondern die mehr grüne des Packeises. Sie bestehen nicht aus ungeschichtetem, körnigem, süssem, sondern aus deutlich und regelmässig parallel der ebenen Tafelfläche geschichtetem salzigem Eise (Mühry, Ed. L. Moss, Witney). Fehlt einem Floeberg oben das ebene Dach, so sieht man auch die Schichtung schief stehend, was beweist, dass er eben umgekippt ist. Käme das schwere Treibeis des Südpolarmeers von Gletschern her, so müssten wir dasselbe auch in der Nähe der Gletschererzeuger, d. h. der Landmassen, sich häufen sehen. Statt dessen sind die Treibeismassen gerade da in grösster Menge vorhanden und gehen am weitesten nach Norden, wo das Südpolargebiet am wenigsten Land zeigt, nämlich im Atlantischen Ocean. Schweres Treibeis ist in den antarktischen Meeren in der Nähe der Landmassen (z. B. vor Wilkesland gegen den Indischen und Stillen Ocean) weit spärlicher. Die antarktischen Floeberge erscheinen in grosser Menge jeweilen im Sommer (Dezember, Januar, Februar), nur selten im Winter (Juni, Juli, August). Offenbar trennen sie sich periodisch ab und bilden in ihrer Bewegung gegen den Aequator einen sich verschiebenden Gürtel von 5 bis 10 Breitegraden, auf dessen südlicher (innerer) Seite im Spätsommer (Januar und Februar) allemal ein verhältnismässig offenes ruhiges Meer zu finden ist. Gletschereisberge, wie sie so massenhaft im arktischen Gebiete auftreten, fehlen den antarktischen Oceanen nicht ganz. Sie kommen freilich ziemlich spärlich, aber oft von bedeutenden Dimensionen in der Nähe der Landmassen vor und mischen sich hie und da der Drift des Floebergs bei.

Winden wir uns auf der Südhalbkugel durch die Floeberge und das leichte Treibeis hindurch, so gelangen wir an eine vertikal abgebrochene Eiswand. Hie und da sieht man nach Vertikalrissen Stücke derselben sich langsam ohne einen Sturz, also ganz anders als wie beim Gletschertreibeis lösen und ruhig schwimmend als Floeberge sich von der Eiswand entfernen. Die Eiswand hat oben einen ganz ebenen horizontalen Rand und ist in

ihrer ganzen Höhe genau horizontal geschichtet. Der Abbruch ist vollständig vertikal, hie und da mit säulenförmiger Absonderung. Die Eiswand hat die mehr grünliche Farbe des Packeises und besteht ohne Zweifel, so gut wie die sich von ihr abtrennenden Floeberge (direkte Beobachtungen konnte ich nicht finden) aus Salzwassereis. Ross fand westlich von Mount Terror bei 78° S. Br. bald keine Anzeichen von Land mehr, sondern bloss die in zackigem Umriss vertikal abgebrochene Eiswand, 54 m hoch über das Meer emporragend, ohne dass auf Hunderte von Kilometern irgendwo ein höherer Hintergrund über die ungestört horizontale Oberkante der Eiswand sichtbar war. Er verfolgte die Eiswand zwischen 78 und 79° S. Br. westlich fortschreitend auf volle 835 km Erstreckung, bis endlich das vorliegende Treibeis die weitere Verfolgung verhinderte. Nur auf grosse Distanzen, dem Auge ganz unmerklich, nimmt ihre Höhe langsam etwas zu oder ab. D'Urville traf eine gleiche Eiswand von 30 bis 45 m Höhe bei Adelaide. Die Decke war genau horizontal, der Abbruch vertikal. Nur wenige Floeberge lagen vor der gewaltigen Eiskruste, die sich mit unumstösslicher Regelmässigkeit unabsehbar hinzog. Das vorliegende Meer war offen.

Die enorme Eisplatte im Südporlarmeer liegt auch als breite Einfassung vor den Küsten von Wilkesland und Victorialand, an gehobene Korallenfransenriffe erinnernd und durch ihre Vertikalwand das Land zu betreten hindernd. Noch an mehreren andern Stellen cirkumpolar zerstreut sind die Südpolarfahrer hinter dem Treibeis auf die horizontalgeschichtete und oben horizontal abgegrenzte, 30 bis fast 100 m hohe Eiswand gestossen, die den Südpol umgibt.

Alle Beschreibungen derselben sowie ihr Verhältnis zu den Floebergen widersprechen durchaus dem in fast allen Büchern, selbst neuesten Datums, zu findenden landläufigen Ausspruch, es handle sich hier um einen abgebrochenen Gletscherrand. Die Eiswand kann nichts anderes sein, als der Rand des vieljährigen, 150 bis 300 m dicken Feldeises, das, wie wir aus den klima-

tischen Verhältnissen der Südhalbkugel (Sommer von 0 bis —5°, Winter von —5 bis —15°) schon vorausgesehen haben, von ungeheurer Dicke und scharfer Begrenzung sein muss. Das ist die Eiskappe des Südpoles, die man in früherer Zeit am Nordpol vermutet, dort aber vergeblich gesucht hatte. Der Mangel an Sommerwärme, wie er nur der antarktischen Zone eigen ist, konnte ihre Bildung im Laufe einer sehr langen Reihe von Jahrhunderten gestatten; die Abbrüche haben den Rand geschärft und allmählich alle Uebergänge vom dünneren einjährigen Feldeis zum vieljährigen weggenommen. Ob der Rand jetzt stabil bleibt, ist noch ungewiss. Der scharfe Abbruch und die Floeberge deuten auf Randverlust und Verkleinerung der Eiskappe des Südpoles hin. Eine Periode kälterer Jahre müsste eine Terrasse von an Dicke wachsendem Packeis vor der grossen Eiswand ansetzen. Wir wissen aber noch nicht, ob vielleicht von innen heraus eine Ausdehnung den Rand vortreibt. Es knüpfen sich zahlreiche Fragen hieran. Zunächst wird es notwendig sein, auf die Eisdecke des Südpoles hinauf zu gelangen und ihre Oberfläche zu prüfen (vergl. Abschn. VIII).

3. Das Gletschertreibeis („Eisberge").

Mitten aus dem leichten und groben, dem Quantum nach vorherrschenden Feldeis der arktischen Zone ragen aber auch Eisberge von gewaltigen Dimensionen und sehr mannigfaltigen Gestalten hervor, die gar nichts Tafelförmiges an sich tragen. Dieses Eis ist körnig, meist gar nicht oder nur undeutlich geschichtet, hingegen oft von blauen blasenfreien Blättern durchzogen; es schimmert in allen Tönen vom blendenden Weiss bis zum reinsten Blau oder schmutzigen Graubraun; es enthält kein Salz, es ist Gletschereis, dessen Abtrennen vielfach beobachtet werden kann. Dieses „Storis" (Grosseis), wie es die Dänen nennen, wird gewöhnlich als „Eisberg" oder Gletscherberg bezeichnet, dem Feldeis (oder Eisfeld) zum Gegensatz.

Stellenweise kommen die Eisberge massenhaft vor, an anderen Stellen sind sie selten. Sie gehen von allem arktischen Treibeis am weitesten nach Süden. In der Drift stauen und zerschellen sie unter wildem Klirren und Prasseln das leichtere, ihnen im Wege stehende Treibeis mit majestätischer Gewalt, besonders wenn sie, entsprechend ihrer Tiefe oder Höhe, von Meeresströmungen oder Winden geführt werden, welche das Feldeis nicht in gleicher Weise ergreifen. Die Polarströme bringen es massenhaft in den Atlantischen Ocean. Das Meer vom Grinnelland um Grönland, Spitzbergen bis Novaja Semlja ist reich an Eisbergen. Die vom Golfstrom bespülten europäischen Küsten sehen fast niemals Eisberge, dagegen erreichen dieselben die Faröer, umgeben Island und gehen in gewaltiger Driftströmung zwischen Island und Grönland und durch die Davisstrasse südlich. Dort, wo der Polarstrom unter dem Golfstrom durchgeht, durchquert das grosse Treibeis sogar den letztern und erreicht nicht selten in der westlichen Hälfte des Atlantischen Oceans 37°, den Parallelkreis von Sicilien und Südspanien. Nördlich von Asien und Amerika hingegen kommt fast nur Feldeis vor. Im Stillen Ocean fehlen Eisberge fast ganz, weil nördlich der Behringsstrasse nur kleine Gletscher das Ufer erreichen. Das Feldeis der Behringsstrasse geht im Stillen Ocean nicht über 54° hinaus. Die Südküste von Alaska soll an einigen Stellen Treibeisberge erzeugen. Es ist ein Ring im Kreislauf des Wassers, wenn aus dem Golfstrom Wasserteilchen sich in Wolken erheben, als Schnee auf Spitzbergen und Grönland fallen, als Gletscher zur Küste steigen, als Eisberg nach Süden wandern, um dort auf den Golfstrom treffend in ihm wieder zu Wasser zu vergehen. Und es ist ferner ein klimatisch sehr kräftig die sonst allzu herben Gegensätze milderndes Moment, wenn dabei stets in milden Breiten Wärme, zur Verdampfung und nachher zur Schmelzung gebunden, in dem hohen Norden bei der Schneebildung wieder frei wird.

Auf Novaja Semlja, Jan Mayen, Franz-Josefsland, Spitzbergen, Grönland, ferner Alaska und gegen die

Südspitze von Südamerika stossen viele Gletscher ins Meer hinaus. Sie erreichen dasselbe gewöhnlich in den Hintergründen der Buchten und Fjorde. (Vergl. Abschn. VIII.) Während auf dem Lande endigende Gletscher stets in ihrer Front schief abfallen, flach in schwindendem, steiler in wachsendem Zustande, endigen die Gletscher, welche in die Wasserflächen hinausstossen, stets in wenigstens vertikalen Abbruchwänden, welche die ganze Dicke des Eises durchsetzen. Infolge des oben raschern Vorrückens hängen sehr häufig diese Gletscherwände über. Die geringsten Höhen der Eisabbrüche, welche Steenstrup (Meddelelser om Grönland IV) nun zugleich für die volle Mächtigkeit dieser kleinern Gletscher glaubt ansehen zu dürfen, fand der genannte Forscher an den kleinen grönländischen Gletschern der Küstenzone mit: Tuapagsuitgletscher 74 m, Asakakgletscher 51 m, Sermiarsutgletscher 43,5 m, Iviangiusatgletscher 31,3 m, Store Umiatorfikgletscher 41 m, Lille Umiatorfikgletscher 45 m. Die grossen Ausläufer des grönländischen Binneneises weisen dem Meere oft Eiswände von gegen 100 m (Store Karajakgletscher z. B. 93 m) und sogar mehr. Einer der ausgedehntesten Gletscherabbrüche ist derjenige des Humboldtgletschers in Nordwestgrönland, der als fast 100 km lange Eiswand von 100 m bis 190 m Höhe die Küste bildet. Nach den davon sich abtrennenden Eisbergen zu schliessen, haben solche Gletscher oft, den untergetauchten Teil hinzugerechnet, eine Dicke des Eisstromes und des Abbruchrandes von 300 bis 800 m (Steenstrup, Hammer).

Den Prozess der Abtrennung von Eisbergen nennt man das Kalben („Kalve" dänisch) der Gletscher. Manche der grossen Gletscherstirnen kalben fast ununterbrochen. Der Vorgang selbst kann aber nach den lokalen Verhältnissen etwas verschieden ausfallen, indem von verschiedenen Faktoren bald der eine, bald der andere unmittelbarer auf die Abtrennung einwirkt. Die erste Bedingung liegt im Vorstossen des Gletschers in das Wasser hinaus, welches der Bewegung und in letzter Instanz der Ernährung durch Schnee im Sammelgebiet

im allgemeinen das Gleichgewicht hält. Je schneller die Bewegung, desto mehr muss er kalben. Im Winter ist die Bewegung dieser nordischen Gletscher nicht aufgehoben, aber reduciert. Dementsprechend kalben sie weniger. Dies gilt auch noch für das Frühjahr. Das Abbrechen wird übrigens im Winter und Frühjahr wesentlich verringert durch das Meereis vor der Eiswand, welches diese teils direkt hält, teils dadurch stützt, dass sie die sich ablösenden Gletscherstücke nicht frei wegziehen lässt. Dadurch entsteht ein Drängen, das die Lockerung des zurückliegenden Eises erschwert. Im Sommer hingegen wird der Prozess der Eisbergbildung sehr lebhaft.

Rink vor allen, sodann Hammer und mit ihm Helland, welche dem Prozesse in Westgrönland zugesehen haben, glauben, dass der Gletscher hinaus gehe, dem Boden des Fjordes entlang, bis der Auftrieb des Wassers den Eisstrom zum Schwimmen hebt und dass der Auftrieb die Eisstücke vom Gletscher abknicke. Da aber die Gletscher an der Oberfläche häufig, in der Nähe des Kalbendes gewöhnlich stark von klaffenden Querklüften durchzogen sind (Steenstrup und Helland), was 1 bis 4 km weiter oben auch bei steilerer Böschung nicht mehr der Fall ist (Höfer) und was nicht auf Longitudinalpression, wie der Auftrieb sie erzeugen müsste, hindeutet, da ferner sich auch bei grossen vertikalen Abbruchrändern stets wieder ein überhängendes Vorbiegen der obern, rascher nachfliessenden Teile des Eisstromes geltend macht, so ist Steenstrup etwas abweichender Ansicht. Das so oft zu sehende Abbrechen von Eis am obern Rande durch dessen Vordrängen ist nach seiner Auffassung die gewöhnliche und primäre Erscheinung. Grosse Gletscher gehen meist so weit in das Meer hinaus, dass Auftrieb und Last dem Gleichgewicht nahe sind. In diesem Zustande wird ein Abbrechen vom obern Rande durch die Erleichterung, die dies für den Gletscher mit sich bringt, den Auftrieb erst plötzlich erzeugen und in Wirkung bringen. Auch Mohn hat auf Spitzbergen das Abbrechen vertikaler Platten vom obern Rande beobachtet. Wo

der Auftrieb vorwiegend die grossen Eisberge in vertikalen Wänden abtrennt, überragen die frisch getrennten schwimmenden Eisberge den Gletscherrand, von dem sie sich losgelöst haben. Hammer führt Fälle an, wo dies zutrifft. Das Abbruchende des Jakobshavngletschers fand er zu 60 m über Meer emporragen; manche dortige Eisberge schwammen mit 100 bis 120 m Meerhöhe. Helland beobachtete, dass oft die Eisberge den Gletscherwall, dem sie entstammen, um 30 m überragten. In diesen Fällen war der Auftrieb zweifellos wesentlich bethätigt. In anderen Fällen sind die Abbruchwände oft über 100 m hoch, während die grössern schwimmenden davon herstammenden Eisberge meist nur etwa 70 bis 80 m über das Meer ragen. Wo Flut und Ebbe deutlich sind, kann man oft sehen, dass der Gletscher und das Kalben nicht mit der Flut steigen, und nicht mit der Ebbe sinken, dass also der Gletscher an seinem vordern Rande nicht schwimmt. Der Dovegletscher auf Franz-Josefsland kalbt umgekehrt stets bei eintretender Ebbe. Die Flut hatte ihn unterschmolzen, die Ebbe lässt seinen Vorderrand hohl, er bricht ein. Würde in diesem Falle der Auftrieb das Kalben erzeugen, so müsste es bei Flut, nicht bei Ebbe eintreten. Aus Spitzbergen ist schon vielfach berichtet worden, dass manche Gletscherenden in steilwandigen Fjordthälern sich wie eine Gewölbebrücke an den Thalwänden spannen, wenn das wärmere Meerwasser des Golfstromes sie mit seiner Brandung zur Flutzeit unterschmolzen hat, bis endlich nach vorangegangener allmählicher Spaltenbildung der Gletscher unter gewaltigem Krachen einbricht. Höfer meldet aus Spitzbergen, dass die Enden der Gletscher teilweise auf submarinen, aus Sand und Schlamm mit gekritzten Steinen bestehenden Endmoränen aufruhen, welche eben bis kaum über die Meeroberfläche gehen. Das Kalben ist ein Einbruch nach den zahlreichen grössern und kleinern tiefen Höhlen hin, welche Meer und Gletscherbäche an der Basis des Gletschers über den Moränen ausgeschmolzen haben. Die früher schon vorhandene, durch die Terraingestalt bedingte Durchklüftung des

Gletschers hat einen bedeutenden Einfluss auf die Grösse und die Form der Stücke, in die der Gletscher sich trennt. Die Klüftung nimmt gegen das Kalbende, wohin der Gletscher ohne Gegendruck sinken kann, aus diesem letztern Grunde sehr stark zu.

Wenn ein Treibeisberg sich abtrennt, erzeugt dies gewaltigen Aufruhr des Wassers in der Meerbucht; andere etwas gedrängte Eisberge werden wogend aneinander geschlagen. Es kracht, rauscht, knirscht und berstet, Eis und Wassergischt spritzen hoch auf. Der neue Eisberg kippt und schwankt oft lange, bis er seine Gleichgewichtslage gefunden hat und bis allmählich wieder Ruhe eintritt, während einige Wellen ihren Weg schon in grosse Entfernung genommen und vielleicht am fernen Ausgange des Fjordes ankündigen, was drinnen geschehen ist. Manchen Gletscherenden, die stark kalben, darf man sich weder zu Schiff noch zu Lande am Ufer ohne grosse Gefahr nähern. Die sich abschälenden Stücke sind vielfach kleine Rinden oder grössere Fetzen, die noch im Sturze bersten und zerschlagen, aber sehr oft trennen sich gewaltige Stücke so hoch wie die Eiswand und weit hineingreifend ab. Viele Eisberge haben die volle Dicke des Gletschers, der sie erzeugt hat.

Steenstrup mass einen Eisberg von 76,6 m grösster, 45 m mittlerer Höhe, 41000 m^2 Querschnitt in der Fjordoberfläche, etwa 2000000 m^3 Volumen über Wasser und 18000000 $m^3 = (263)^3 m^3$ berechnetem Gesamtvolumen. Hammer und Helland haben viele Eisberge von 10 bis zu 30000000 m^3 Inhalt gemessen, andere sprechen sogar von Eisbergen von nahezu 50000000 m^3 Inhalt.

Die Versuche von Steenstrup haben ergeben, dass in Meerwasser von 3,32 % Salzgehalt und $-1,3^0$ C. das Volumen eines schwimmenden Eisberges das über Wasser taucht, sich zu demjenigen unter Wasser verhält:

für weisses blasenreiches Gletschereis wie . . . . (specifisches Gewicht 0,888)	1 : 7,41
für glashelles blasenfreies Gletschereis wie	1 : 8,23
für glashelles Eis von einer Süsswasserseefläche wie . .	1 : 8,22
für Meereis (Feldeis) wie	1 : 4,29

Da bei schwimmenden Eisbergen der dickste Teil stets nach unten sich wendet, so kann man annehmen, dass im Mittel die Höhe der Eisberge über Meer ungefähr $^1/_7$ bis $^1/_4$ ihres Tiefganges unter Meer betrage. Die Dicke der gewöhnlichen Eisberge, die 10 bis 60, nicht selten 70 m über das Wasser ragen, beträgt somit 40 bis über 400 m, welche Zahlen oft mit den vollen Dicken der abbrechenden Gletscherenden übereinstimmen. Zahllose kleine Gletscherbrocken daneben wollen auch nicht vergessen sein.

Die Besucher der Polarregion schildern mit Entzücken das in Farben und Formen prachtvolle, ernste Bild, welches die im blauen Meer langsam dahingleitenden, sonderbar geformten blendenden Treibeisberge bieten. Anfänglich sind sie meist von einfachen pyramidalen bis prismatischen Gestalten, werden aber durch schmelzende Verwitterung und wieder gefrierendes Schmelzwasser in immer phantastischere Gesimse, Zinnen, Terrassen, Eiszapfen, Zacken etc. ausmodelliert.

Diejenigen Eisberge, welche von den mittlern und obern Teilen der grossen Ausläufer des Binneneises in Grönland stammen, bestehen aus fast reinem Gletschereis. Nur solche vom Rand oder der Unterfläche sind schmutzig von unregelmässig eingeschlossenem, hie und da auch von aufliegendem und einschmelzendem Sand, Schlamm und Steinen. Das Kalbeis des „Torsukataks“ und des „Jakocshavns Isfjord“ ist besonders mit Moränenschutt beladen, wahrscheinlich weil im Gebiete dieser Gletscher viele schuttliefernde Nunataker (Felsinseln) liegen. Hie und da kippt ein sonst reiner Eisberg so um, dass er nun seine Gletscherunterfläche mit eingebackenen Steinen nach oben weist.

Im Winter kann wegen der Eisdecke der Fjorde, Buchten und selbst der freien Küsten das Treibeis nicht weg. Dicht gedrängt, wie Schafe, stehen die Eisberge vor dem Gletscherende. Der Frühling löst die Bande, mit Feldeis langsam untermengt, zerstreut sich die fortsegelnde Schar. Die Reise geht, getrieben von Wind und Wasserströmung, entweder direkt oder auf

Umwegen und unter Stillständen den glücklicheren Zonen entgegen. Aus vielen Fjorden sieht man sie beständig herauswandern, so dass man denken sollte, die Gletscher, die sie erzeugen, müssten in kurzer Zeit aufgezehrt sein. Die Driften, die aus den Meerstrassen nördlich und westlich der Baffingsbai und zwischen Spitzbergen und Grönland gegen Süden ziehen, führen Feldeis und Eisberge von 75 bis 80° N. Br. im Zeitraum von im Mittel einem Jahre (Weyprecht, Metam. 211) in die unwiederbringlich schmelzenden Meerregionen vom 60. bis 40.° hinab.

Einer der Ausläufer des Binneneises von Grönland, der Jacobshavngletscher, ist an seinem Kalbende von Helland zu 4500 m Breite, 260 bis 300 m Dicke und in der Mitte 20, am Rande 15 m täglicher Geschwindigkeit im Juli 1875 gemessen worden. Nehmen wir mit ihm nur die Zahlen 4500, 260 und für das Geschwindigkeitsmittel des ganzen Jahres 10, so gelangen wir im Tage auf 12000000 im Jahr auf 3600000000 m^3 Eis, welches jeden Querschnitt und auch das Ende passiert, und als Eisberge weggeht. Für den Torsukatakgletscher ergeben sich jährlich etwa 1900000000 m^3, für kleinere hingegen oft kaum ein Hundertstel dieser Zahl. Die fünf hauptsächlichsten Ausflüsse des grönländischen Binneneises sollen nach bescheidener Schätzung von Rink zusammen wenigstens 600000000 m^3 Treibeis jährlich liefern (Näheres Abschn. VIII).

Die Untersuchungen über das Abschmelzen des grossen Treibeises weisen noch allerlei Widersprüche auf. Der in die Luft aufragende Teil der Eisberge wird im Sommer körnig aufgelöst, er verwittert, das Schmelzwasser durchdringt seine Risse und gefriert in kalten Nächten oder im folgenden Winter. Sehr oft brechen die Treibeisberge plötzlich krachend zusammen. Ein Schuss, das Einschlagen eines Eisankers, ein Druck mit der Hand können oft die offenbar vorhandenen Spannungen auslösen. Welche Wirkung dabei gefrierendes eingedrungenes Schmelzwasser, Wechsel von Tauen und grimmigem Frost, Expansionskraft eingeschlossener kom-

primierter Luftblasen etc. haben, ist noch nicht näher bestimmt. Das explosive Zerspringen wird nur bei sehr kalter Witterung beobachtet. Das Zusammenbrechen verschiebt den Schwerpunkt, bringt den Berg zum Wälzen, kehrt eine bisher untergetauchte Ecke über das Wasser und setzt nun diesen Teil den zerstörenden Einflüssen aus. Selbst eingefrorene Eisberge sollen manchmal infolge Abschmelzung im Meerwasser in der Tiefe (nach Steenstrup) kippen. Da der Schmelzpunkt des Gletschereises bei 0° liegt und das umgebende Salzwasser unter der winterlichen Feldeisdecke —1,3 bis —2° hat, sollte man denken, dass Eisberge in solchem Wasser nicht schmelzen. Experimente amerikanischer Expeditionen haben auch gefunden, dass bei —1,3 und —2° wohl Salzwassereis, nicht aber Süsswassereis schmilzt. Steenstrup und Hammer finden aber durch Versuche, dass die Gletschereisberge in Wasser von —1,3 bis —1,6° niemals wachsen, wohl aber schmelzen, und dass überhaupt Stücke von Süsswassereis unter die Feldeisdecke gebracht, vergehen. Die Erklärung wird in den Lösungsaffinitäten, verbunden mit den beständigen Strömungen, zu suchen sein. Dass das Eis in Wasser schneller als in Luft von gleicher Temperatur schmilzt, ist die Folge der geringern specifischen Wärme der letztern. Wasser hat einen grössern Wärmevorrat, den es an das umgebende Eis abgeben kann. Hammer hat experimentell festgestellt, dass selbst im Winter noch bei 69° N. Br. durch Verdampfung eine bedeutende Eismenge verloren geht und die Eisberge schwinden. Ein Eisberg, welcher der Atmosphäre eine Angriffsfläche von ca. 100000 m^2 darbietet, soll in den 4 Wintermonaten ca. 7700 m^3 an Eis verlieren, während von dem untergetauchten Teil, wo die Abschmelzung ca. 200mal rascher vor sich geht und die Fläche wenigstens 3mal grösser ist, in dem gleichen Winter ca. 500 bis 600 mal mehr abschmelzen. In Meerwasser von + 2°, wie es sich im Sommer an den grönländischen Küsten einstellt, soll die Abschmelzung der Eisberge ca. 10 bis 12 mal rascher vor sich gehen, als in Meerwasser von —1°.

Steenstrup fand in einem rasch schmelzenden Kalbeisberge im Juli bis 16 cm tief die Temperatur + 0,3°, 29 cm tief im Innern aber — 0,3° und 42 cm tief — 3°. Kalbeis, somit auch Gletschereis ist ein schlechter Wärmeleiter, wenn er aussen schmelzend in so geringer Tiefe noch solchen Vorrat von Winterkälte bergen kann. Alle zugeführte Wärme wird an der äussersten Fläche zur Abschmelzung verwendet.

Die schwindenden Treibeisblöcke nehmen stets sonderbare Gestalten an. In der Wasserhöhe stärker ausschmelzend steigen sie, während der obere Teil überhängende Vordächer bildet. Sie kippen, nehmen andere Lage an, sie triefen vom Schmelzwasser, das oft in Wasserfällen über sie herunterrieselt und das Meer weit herum trübt, wenn die Eisberge moränenhaltig sind. Sie werden kleiner und kleiner und vergehen endlich ganz. Eisberge, die lange in irgend einem hochnordischen Winkel hängen bleiben, können eine Reihe von Jahren aushalten. Dass es 10 Jahre alte Eisberge gebe, ist nach Weyprecht sehr unwahrscheinlich. Diejenigen, welche warmen Meeresströmungen zugetrieben werden, schmelzen rasch von unten und von oben. Beim Schmelzen lassen sie ihre eingeschlossenen Schuttmassen fallen. Stranden sie in grosser Zahl an bestimmten Stellen, so bilden sich dort submarine Moränen, eine Art „boulder Clay" (Blocklehm). Auf Spitzbergen und Grönland sind manche Fjorde, z. B. Jacobshavnfjord, gegen ihren Ausgang fast gefüllt mit solchem Schutte. Der Transport kann aber noch viel weiter und bis in das Innere der Oceane reichen. Klastische Einschlüsse in einem marinen Sedimentgestein dürfen deshalb nicht immer als Uferbildung gedeutet werden.

„Die Bänke von Neufundland, ferner jene im Süden von Spitzbergen u. a. m. verdanken wahrscheinlich, wenigstens zum Teil, ihre Bildung den Eisbergen, die sich dort in gesetzmässigen Zügen gegen Süden auflösen, sobald sie mit dem wärmern Wasser zusammentreffen und die dem Norden entführte Last abwerfen. Im Laufe der Jahrtausende können sich auch daselbst ausgedehnte

Bodenerhöhungen bilden" (Weyprecht u. Payer, Oesterr.-Ungar. Nordpol-Expedition).

Der Winter speichert Schnee und Eis auf, der Sommer schmilzt sie zusammen. Die Schneebildung im Winter macht Wärme für die Luft frei, die Schmelzung im Sommer bindet solche. Der Gletscher entsteht unter Freiwerden von Wärme in der Höhe oder den Polargebieten, er vergeht unter Wärmebindung in der Tiefe oder den wärmeren Erdzonen, er liefert den stärksten Bach, wenn die anderen Wasser vor Hitze austrocknen. Im grossen ganzen ist also der Gletscher ein Moment zur Ausgleichung klimatischer Gegensätze.

Abschnitt VI.

Die Theorie der Gletscherbewegung.

A. Einige physikalische Eigenschaften des Eises und die Innentemperatur des Gletschers.

Eine Theorie der Gletscherbewegung haben wir erst dann gewonnen, wenn wir die sämtlichen Erscheinungen der Bewegungen zurückgeführt haben auf die physikalischen Verhältnisse des Eises als solches, wie wir dieselben an jedem Stück Eis im Laboratorium studieren können.

Bevor wir auf die bezüglichen Fragen eingehen, haben wir noch einige physikalische Eigenschaften des Eises und einige Verhältnisse der Gletscher zu erläutern:

1. Verflüssigung des Eises durch Druck. Carnot und James Thomson (Belfast 1849), sowie Wm. Thomson entdeckten, dass unter starkem Druck der Schmelzpunkt des Eises unter 0° hinabsinkt, ein Teil des Eises dadurch zu Wasser unter 0° schmilzt. Nimmt der Druck ab, so gefriert das so gebildete Wasser grösstenteils sofort wieder. Eine Atmosphäre Ueberdruck erniedrigt den Schmelzpunkt des Eises um etwa 0,0075°. Dies Gesetz ist die direkte Folge der Erscheinung, dass das Wasser beim Gefrieren sich ausdehnt; Druck muss also das Gefrieren rückgängig machen. Wenn wir unter starkem Druck Eisstücke zusammenbringen, so wird diese Eigenschaft zum genaueren Anschluss der Teile und beim

Aufheben des Druckes zum festen Zusammenfrieren (Regelation) wesentlich mitwirken. Zug erniedrigt hingegen nach Joule die Temperatur des Eises und bringt damit in Berührung stehendes Wasser zum Gefrieren.

2. Die Regelation. Faraday fand 1850, dass, wenn zwei angefeuchtete Eisstücke zusammengebracht werden, die dünne Flüssigkeitsschicht zwischen denselben gefriert, so dass die Stücke zusammenhaften. Diese Erscheinung, die er Regelation nannte, war früher von den Gletschertheoretikern übersehen worden, obschon sie in einer ihrer Wirkungen, dem Ballen des feuchten Schnees, längst allbekannt ist. Die Regelation findet bei starkem Zusammenpressen der beiden Eisstücke schneller statt, Druck ist aber keine absolute Bedingung der Regelation. Sie tritt auf im Vacuum, in der Luft wie unter Wasser, sogar unter warmem Wasser bei leichtem andauerndem Berühren ohne Druck; sie tritt aber nicht auf, wenn die Umgebung unter 0° steht und die Eisstücke ganz trocken sind.

James Thomson hat die Regelation durch die oben besprochene Temperaturerniedrigung durch Druck erklärt und Helmholz hat diese Erklärung bestätigt. Druck ist zwar keine absolute Bedingung, aber mit dem Druck und mit der Zeit seiner Einwirkung wird die Regelation rasch gekräftigt. Für Regelation schon ohne Druck dürfte folgende Erklärung der Natur entsprechen: Jedes Eisstück in einer Umgebung von 0° ist inwendig wenigstens um etwas, oft sogar um vieles kälter als auswendig. Die ursprünglich der erweichenden Oberfläche angehörigen Wasser- und Eisteilchen werden an der Berührungsstelle denjenigen Bedingungen genähert, welche dem Innern des zusammengesetzten Eisstückes entsprechen, sie müssen also wieder festfrieren. Uebrigens wird schon durch die Wirkung der Krystallisationskräfte eine ganz dünne, flüssige Schicht zwischen zwei krystallisierten, festen Stücken der gleichen Substanz sich leichter verfestigen, als ohne solche Kontaktwirkung. Die Regelation erinnert an das Schweissen der Metalle, das auch nur nahe bei der Schmelztemperatur eintritt. Trotz dieser

Gedanken müssen wir zugeben, dass eine sichere und exakte Erklärung für die Thatsache der Regelation noch nicht gegeben worden ist. Der Verfasser endlich hat eine von Faraday, Thomson, Tyndall und Helmholz bei ihren Versuchen nicht beachtete bedeutende Abhängigkeit der Regelation von der gegenseitigen krystallographischen Stellung der regelierenden Eisteile nachgewiesen. (Näheres folgt unter Erklärung des Gletscherkornes.)

3. Die Härte des Eises. Eis ist bei sehr grosser Kälte hart wie Glas. Bei — 50° wird es kaum mehr von der besten Feile angegriffen, es zerspringt, gepresst, unter heftigem Knall in schneidende pulverige Splitter. Bei — 15° bis — 20° (des Eises, nicht der Luft), kann man nicht mehr Schlittschuh laufen, weil die Schlittschuhe so wenig das Eis angreifen, dass sie so leicht quer wie längs gleiten und jede Beherrschung der Bewegung unmöglich wird. Bei — 10° bis 0° lässt sich das Eis stets leichter mit einem Messer schaben. Schon bei — 2° beginnt (nach Person) das successive erwärmte Eis, Wärme zu binden. Dieselbe wird zu innerer Arbeit, zu Verminderung der Kohäsion und innern Reibung verwendet. Das Eis verändert seine Struktur, es wird weicher und gegenüber langsam und anhaltenden Kräften in geringem Grade biegsam, obschon es gegenüber einem Schlage oder plötzlicher Erschütterung seine Sprödigkeit beibehält und zersplittert. Die Krystallinität hat das Eis unterdessen nicht verloren, welch letzteres Tyndall irrtümlich annimmt. Nachher erst beginnt das Eis zu schmelzen. Mathews, Bianconi, Steenstrup, Pfaff und andere haben alle die Biegsamkeit und Plasticität ohne Bruch bei 0° experimentell festgestellt. Das Eis verhält sich somit nicht bei allen Temperaturen gleich; wie Wachs und zahlreiche andere Körper beginnt es schon vor dem Schmelzen etwas plastisch zu werden, freilich in weit geringerem Grade als Wachs, das dann überdies zähflüssig, nicht dickflüssig wird. Ferner ist Eis von 0° bald plastischer, bald weniger formbar, je nachdem es weitere Wärme gebunden enthält oder noch nicht. Wird kaltes Eis rasch geschmolzen, so soll das plastische

Zwischenstadium fast ganz fehlen, es tritt nur auf bei langsamerm gleichmässigerm Wärmezutritt.

4. Die mechanischen Eigenschaften des Eises sind 1845/46 von C. Schuhmacher von Kopenhagen, Moritz von Dorpat, Pohrt in Pultawa und 1870 von Moseley (Phil. Mag. 1870) einer genauen Prüfung unterzogen worden, aus welcher sich ergibt:

Coefficient der linearen Ausdehnung von Eis zwischen -1° und -27° für 1° C = 0,000 051 36;

Zugfestigkeit des Eises bei 0° = 7 bis 8 kgr per cm^2 Querschnitt;

Druckfestigkeit des Eises bei 0° = 21,72 kgr per cm^2 Querschnitt.

Eine Säule Eis von 216 m Höhe würde ihren eigenen Fuss durch ihre Last zerquetschen.

Für das Abscheren von Eis sind, je nachdem der Prozess langsamer oder schneller gehen soll, per 1 cm^2 Querschnitt erforderlich 7 bis 8 kgr.

Alle diese Zahlen beziehen sich auf eine rasche Wirkung. Für eine langsame Wirkung würden die Kräfte gewiss lange nicht so hoch zu sein brauchen, worüber keine systematischen Beobachtungen vorhanden sind. Auch fehlen die Prüfungen im Verhältnis zur Stellung der Krystallaxen und die optischen Prüfungen des Eises in bestimmten Spannungszuständen und während Aenderungen von solchen. Pfaff hing unten an einen Eisstab von $3\frac{1}{4}$ cm^2 Querschnitt ein Gewicht von 3 kgr. In 7 Tagen mit Temperaturen unter, später auch über 0° ergab sich im ganzen eine Streckung durch Zug ohne Bruch um $\frac{1}{46}$ der Länge.

5. Die Temperatur im Innern des Gletschers spielt in die Bewegungstheorie der Gletscher stark mit hinein. Unsere Kenntnis derselben ist leider noch sehr unvollständig.

Im Januar 1832 hat Hugi sich 50 bis 60 m tief in Spalten des Grindelwaldgletschers hinabgelassen und dort in Löchern, die er in die Spaltenwände gebohrt hatte, unter Anwendung von verschiedenen Vorsichtsmassregeln die Temperatur des Eises bestimmt. Er fand:

Luft auf der Gletscheroberfläche . .	—15	bis	—19°
Luft in der Spalte	—7,5	„	— 9
Eis der Spaltenwand	—5,0	„	— 6
Eis 1,20 m tief im Gletscher	0°		

Agassiz fand im Juli 1842 auf dem Unteraargletscher in Bohrlöchern bei 4 m, 30 m und 60 m Tiefe stets 0°; er beobachtete ferner, dass die täglichen Temperaturschwankungen, vor allem die Kälte der Nächte, nicht tiefer als 2 bis 3 m einzudringen vermögen und dass bei 30 bis 60 m die Temperatur das ganze Jahr hindurch konstant 0° bleibe. Im Winter 1843/44 wies ein Thermometer in 2 m Tiefe — 2,1° als die niedrigste Temperatur auf; für den Winter 1841/42 aus 7,5 m Tiefe als grösste Kälte bloss — 0,3°.

Die Temperaturbeobachtungen im Innern des Gletschers für den Sommer wie für den Winter sind viel schwieriger anzustellen, als man sich denkt, und es ist sehr wohl möglich, nach Forel sogar gewiss, dass bei den Messungen von Agassiz nicht alle nötigen Vorsichtsmassregeln beobachtet worden sind.

Nach mehrtägigem Gefrorensein der Oberfläche fand Forbes in $^1/_2$ m Tiefe das Gletschereis von flüssigem Wasser durchnässt.

Merian (Leonh. Taschenb. 1843, S. 15), Hopkins (Phil. Mag. 1845) und Ladame (Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel 1844, S. 45) haben schon nach physikalischen Gesetzen geglaubt, voraussagen zu können, dass, mit Ausnahme der äussern Rinde, im Winter der Gletscher ein Körper von konstant 0° sei.

Es ist ferner darauf hinzuweisen, dass im Gebiete der eigentlichen Eisströme in den Alpen die mittlere Temperatur des Bodens über 0° steht und dass somit, wenn der Gletscher nicht ein ausserordentlich leicht leitender Körper ist, ähnlich wie im Sommer von oben Abschmelzung und Durchtränkung, so auch im Winter und Sommer von unten die Erdwärme dafür sorgt, dass dem Eindringen der äussern Kälte Grenzen gesetzt sind, welche bei grossen Gletschern im obern Teile der Eismasse liegen dürften. Rechnen wir noch hinzu, dass

auch im Winter bei grössern Gletschern selbst im hohen Norden ein Gletscherbach unter dem Eise hervorquillt, der uns direkt die Temperatur von 0° zum mindesten für viele Teile der Unterfläche verkündet, so wird es sehr wahrscheinlich, dass wirklich die Hauptmasse des Gletschers ein Körper von konstant 0° bildet.

Die sehr interessanten Spekulationen, welche Forel vorläufig (Arch. de Genève Juli 1884) an Stelle der mangelnden Beobachtungen setzt, lassen 4 thermisch sich verschieden verhaltende Teile des Gletschers vermuten. Berücksichtigt man in denselben die Erdwärme in genügendem Masse, so ergibt sich auch hiernach, dass derjenige Teil des Gletschers, dessen Temperatur konstant auf 0° steht, wohl dem Volumen nach vorherrscht. Systematische Beobachtungen sind im höchsten Grade erwünscht.

Daraus, dass der Gletscher fast das ganze Jahr, mit Ausnahme der obersten Kruste, 0° ist und der Winter ihn nicht tiefer zu bringen vermag — die Richtigkeit hiervon vorausgesetzt — darf aber nicht, wie dies irrtümlich vielfach geschehen ist, direkt geschlossen werden, dass die Winterkälte überhaupt nicht einzudringen vermöge. Wenn sie tief eindringt, wird sie auf ihrem Wege stets in Haarspalten und um Luftblasen herum Wasser finden und für das Thermometer unfühlbar, indem sie sich durch das Gefrieren solchen Wassers aufzehrt. Soviel Kälte als eindringt, so viel Wasser gefriert und der Gletscher bleibt stets auf 0° durch die beim Gefrieren frei werdende Wärme. Erst wenn in einer grössern Eisschicht alles vom Sommer her noch eingeschlossene Wasser fest geworden ist, wenn nichts Flüssiges mehr zu verfestigen bleibt, dann kann die Temperatur unter 0° sinken. Es ist somit gewiss, dass die Kälte des Winters tiefer hinein in dem Gletscher wirksam ist, als sie sich durch das Thermometer nachweisen lässt. Es ist nicht exakt bestimmt, wie tief die Winterkälte eindringt, und noch weit mehr eine ungelöste Streitfrage, wieviel tiefer die Wirkung als die Temperatur unter 0° hineindringe. Forel nimmt sehr

viel an, wir vermuten eher weniger. An diesem Orte aber muss festgestellt bleiben, dass das Eindringen der Winterkälte nicht ohne weiteres am Thermometer nachweisbar ist.

B. Die Theorien der fliessenden Gletscherbewegung.

Wie ist es möglich, wie kommt es zustande, dass dieser scheinbar starre Körper, das Eis, thalabwärts fliesst? Mit dieser Frage haben sich eine Menge von Forschern beschäftigt. Das folgende Verzeichnis derselben macht noch keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

J. J. Scheuchzer 1705
Bordier 1750 und 1773
Altmann 1751
Gruner 1760
H. B. de Saussure 1799
Kuhn 1787
Katterfeld 1819
Biselx 1830
Touss. von Charpentier 1830
Person 1839
Hugi 1830 bis 1846
Rendu 1840
Forbes 1842
J. Charpentier 1841 etc.
P. Merian 1841 etc.
Elie de Beaumont 1842
C. Escher v. d. Linth
L. Agassiz
Guyot
E. Desor } 1840 bis 1846
Dollfuss-Ausset
Arn. Escher v. d. Linth
C. Nicolet 1844
Hopkins 1845 bis 1863
Schlagintweit 1847
Godefroi 1840

E. de Beaumont 1842
Ladame 1842 und 1844
Bakewell
Whewell Thomson 1845
James Thomson 1849
Huxley 1857
J. Tyndall 1857
Tresca 1865
Helmholz 1865
J. Herrschel 1867
Charles Grad 1868 etc.
Dupré 1868
Ball 1869
Matthews 1869 bis 1871
Bianconi 1871
James Croll 1869 bis 1870
Canon Moseley 1868 bis 1871
Albert Heim 1870 und 1884
Pfaff 1875
Forel 1882 etc.
K. J. V. Steenstrup 1882 etc.

Der Schwerpunkt der Bewegungstheorien angelt in der fliessenden oder plastischen Bewegung. Wir haben die Thatsachen kennen gelernt, welche eine an eine dickflüssige Masse erinnernde Verstellung der Teilchen beweisen überall, wo Druck ins Spiel kommt, hingegen ein Zerreissen, wo Zug wirkt.

Die Theorien über die fliessende Bewegung der Gletscher zerfallen in 2 Gruppen:

1. Theorien, welche wesentlich andere treibende Kräfte als die Schwere zu Hilfe nehmen.

2. Solche, welche als bewegende Kraft vorwiegend bloss die eigene Schwere des Gletschers ansehen.

Manche Forscher haben wichtige Beiträge zu den Arbeiten anderer gegeben, ohne eigentliche fertige Theorien oder Hypothesen als solche ausgesprochen zu haben. Wenn wir die wichtigsten Gletschertheorien der Reihe

nach durchgehen, wird uns deutlich, dass der Widerstreit derselben untereinander oft darin wurzelt, dass ein einzelner Faktor des sehr komplizierten Phänomenes herausgegriffen und zum Schlüssel des Ganzen gestempelt, also in seiner Bedeutung einseitig übertrieben worden ist, während andere gleich wichtige übersehen wurden; ferner dass sehr oft über einen anderen gleichwertigen Faktor in seiner Bedeutung dadurch ungerecht abgeschätzt wurde, dass man zeigte, dass er allein das ganze Phänomen nicht zu erklären vermöge. Irgend eine Ansicht kann aber dadurch nicht widerlegt werden, dass man sie vorher übertreibt, denn mit dieser Methode lässt sich alles bis zum Unsinn zuspitzen. Der Verfasser ist weit davon entfernt, irgend einer der bisher ausgesprochenen Gletschertheorien die Palme reichen zu wollen. Eine durchgreifende Gletscherbewegungstheorie hat noch niemand zu geben vermocht und wir werden dies ebensowenig imstande sein, allein wir werden bestrebt sein, zwischen brauchbarem und unbrauchbarem, sicherem und unsicherem Material zu unterscheiden und einseitige Uebertreibungen auf ein richtigeres Mass zurückzuführen.

Auseinandersetzungen der zu verschiedenen Zeiten geltend gemachten und dem damaligen Stande des Wissens entsprechenden Theorien finden sich in:

Professor A. Mousson „Die Gletscher der Jetztzeit“, 1854;
T. Tyndall „The glaciers of the alps“, 1857;
A. Heim „Ueber die Theorie der Gletscherbewegung“, Jahrbuch des Schweiz. Alpenklub, 1873;
William Hüber „Les Glaciers“, Paris 1867.

Wir müssten 3 Bände so stark wie der vorliegende schreiben, wollten wir ein vollständiges Bild von den sämtlichen Gletschertheorien und den darüber gepflogenen Diskussionen geben. Wir fassen nur das nach unserem Ermessen Wesentlichste so bündig als möglich zusammen und übergehen eine Reihe von Theorien, welche der Natur und Naturbeobachtung gänzlich entfremdete Spekulationen aus der geschlossenen Studierstube sind und deshalb von Anfang an den Keim der Nichtigkeit, in

manchen Fällen sogar der Lächerlichkeit an sich trugen, auch wenn sie vorübergehendes Aufsehen erregten.

I. Gletschertheorien, welche noch eine andere Kraft als die Schwere als wesentlich annehmen und dieselbe suchen:

a) In der Dilatation (Ausdehnung) des eindringenden Wassers beim Gefrieren — „Dilatationstheorien“ sind:

Joh. Jak. Scheuchzer 1705 (Itinera alpina IV, S. 287): „Es muss das vom Rücken der vereisten Berge und Felsen abfliessende Wasser, wenn es in den Sprüngen und Lücken des Eises sich sammelt und darin gefriert, weil es in diesem Zustande einen grössern Raum einnimmt, nach allen Seiten drängen und denjenigen Gletscherteil, der nach der freien Luft und nach abschüssigen Wänden blickt, vorwärts stossen, und mit dem Eise zugleich Sand, Steine und selbst grössere Blöcke, wodurch sich zugleich jene ausnehmende Reinigung (des Eises) leicht erklären und begreifen lässt.“

Touss. von Charpentier (ca. 1830 Gilb. Annal. LXIII, S. 388): „Das Wasser in den Gletscherspalten gefriert und treibt dadurch den Gletscher abwärts.“

Biselx (ca. 1830 Gilb. Annal. LXIV, S. 183): „Allgemeine Durchtränkung und Durchfrierung des Gletschers erzeugt die Bewegung.“ Man kann im Zweifel sein, ob man die Ansicht von Biselx hierher oder unter die folgende Abteilung B. stellen will.

Joh. v. Charpentier (1841 Essai sur les glaciers S. 22): „Wenn das vom Gletscher aufgesogene und von den Sprüngen und Haarspalten durch sein ganzes Inneres verbreitete Wasser gefriert, so vermehrt es sein Volumen und teilt der ganzen Masse eine Art von Expansion mit. Diese Dilatation muss vorzüglich nach der Richtung des geringsten Widerstandes sich äussern, also im Sinne des Gefälles und der Dicke des Gletschers. — Da das Gefrieren des absorbierten Wassers im Sommer fast jede Nacht sich wiederholt und in dieser Jahreszeit kein Rückzug, keine Kontraktion durch die Kälte entstehen kann,

so wäre die Wirkung der aufeinander folgenden und so oft wiederholten Expansionen unbegrenzt, würden ihr nicht Sonne und Luftwärme durch Schmelzung des Eises an der Oberfläche eine Grenze setzen." Charpentier denkt vorwiegend an die allnächtliche Erkältung als Frostursache. Agassiz (Etudes sur les glaciers 1842) schloss sich erst an diese Anschauungen an, hielt aber die winterliche Durchkältung für von bedeutenderer Wirkung, blieb aber schliesslich infolge seiner Temperaturbeobachtungen schwankend und unbestimmt.

Zu den Theorien der Gruppe a) haben wir nur wenige Bemerkungen beizufügen. Die gewöhnlichen Gletscherspalten sind nur sehr selten mit Wasser gefüllt, und das Wasser in denselben gefriert niemals als kompakter Keil, vielmehr schliessen sich die Spalten durch Zusammengehen ihrer Wände. Die Art der Bewegung, die Bildung neuer Spalten etc. widerspricht vollständig.

Weniger rasch waren die Dilatationstheorien beseitigt, wo sie nicht auf die eigentlichen Gletscherspalten, sondern auf die feine kapillare allseitige Infiltrationsfähigkeit des Gletschers sich gründeten. Zahlreiche nicht stichhaltige, aber auch manche durchschlagende Gegengründe sind aufgeführt worden. Wir erwähnen hier bloss:

1. Die Volumvermehrung beim Erstarren des Infiltrationswassers kann nur $^1/_8$ bis $^1/_9$ des Volumens (0,027 linear) der gefrierenden Haarspalten betragen. Im ganzen können daher die neuen, durch die Ausdehnung erzeugten Haarspalten auch nur $^1/_9$ des Volumens der früheren halten und so müsste nach einigen Wiederholungen des Vorganges die weitere Veränderung unmerklich klein, also der Gletscher mehr und mehr zu einer dichten Masse sich selbst ausziehen und ohne neue fremde Ursachen könnten Haarspalten nicht wieder entstehen.

2. Trägt man der ungeheuren Reibung nach der Länge des Gletschers Rechnung, so müsste im Vergleich mit der Longitudinalbewegung eine Ausquetschung und Ausdehnung nach oben sich zeigen, welche eine, durch die Wirkung der Ablation nicht zu besiegende Auftreibung der Oberfläche ergeben müsste.

3. Ob die Kälte tief genug einzudringen vermag, ist unentschieden und eher unwahrscheinlich.

4. Der Gletscher müsste nicht den ganzen Tag fast gleichförmig oder gar über Mittag sich am schnellsten bewegen, sondern ein deutliches Bewegungsmaximum des Abends beim Eindringen des Frostes in den durchtränkten Gletscher, ein zweites des Morgens bei erstem Eindringen von Schmelzwasser in den durchkälteten Gletscher aufweisen.

5. Die Bewegung, angenommen dass die Reibung am Untergrund überwunden werde, müsste sich, wenn sie durch innere Dilatation entstünde, thalwärts zu einem stets grössern Betrage summieren. Wir finden aber in der Regel und bei regelmässigem Thalbette immer Abnahme der Bewegung nach unten.

6. Obschon zur Zeit der reinen Dilatationstheorien kaum darüber gesprochen wurde, so steht es doch fest, dass das von denselben angenommene Gefrieren von Infiltrationswasser zugleich eine wesentliche Volumenvermehrung des Eises nach sich ziehen würde, und damit kommen auch eine Reihe von Schwierigkeiten, welche wir zugleich den Theorien des Kornwachstums entgegenhalten müssen, hinzu.

Thatsächlich ist die Dilatationstheorie, welche sich direkt auf die Expansion des Wassers beim Gefrieren stützt, heute verlassen.

b) Die bewegende Kraft wird gesucht in dem allmählichen Wachstum der Gletscherkörner, d. h. in dem Ankrystallisieren von Wasser als Eis an die Körner. Hiernach ist es hauptsächlich die Neubildung von Eis, welche den Gletscher bewegen soll; die Ausdehnung im Momente des Gefrierens um ca. 0,085 wirkt nur ganz nebensächlich mit. Hierher gehören:

Hugi (1843 Die Gletscher S. 10): „Die Bewegung und alle wesentlichen äussern Erscheinungen sind bedingt durch die Entwickelung der einzelnen Körner in der Gesamtmasse, welche von den Firnkuppen an bis zum

Ausgange langer Gletscher sich von der Linsen- bis oft fast zur Eigrösse entwickeln.“ Hugi lässt den Wasserdampf der Luft durch einen „atmosphärischen und hygroskopischen Durchdringungsprozess oder einen hygroskopischen Ausgleichungsakt von Schicht zu Schicht“ eindringen, schreibt dessen Ankrystallisieren das Wachstum der Körner zu und vergleicht das Eindringen der Luftfeuchtigkeit mit dem Atmungsprozess.

Elie de Beaumont („Influence du froid extérieur sur la formation des glaciers“, Bibl. univ. 1842 Genève): „Das Anfrieren von Eis im Innern des Gletschers kann nur unter bedeutendem Wärmeentzug vor sich gehen. Die Erscheinung war nicht leicht zu begreifen, solange man nicht im Innern des Gletschers vor Eindringen des Wassers eine Art Kältemagazin voraussetzte. Dies Kältemagazin kann nicht von der nächtlichen Temperaturschwankung herrühren, nur die jährlichen sind fähig, dasselbe zu erzeugen. Während des Winters sinkt die Oberflächentemperatur tief unter 0°. Diese tiefe Temperatur dringt, wenn auch mit zunehmender Abschwächung, in das Innere der Masse ein. Im Frühling schmilzt die Sonne den Schnee der Oberfläche und erzeugt Wasser von 0°, das in den durchkälteten und durchklüfteten Gletscher hinabsinkt. Dies Wasser gefriert im Augenblick und lässt Wärme frei, welche den Gletscher wieder auf 0° hinauf zu bringen versucht. Der Vorgang wiederholt sich, bis die ganze Masse des erkälteten Gletschers wieder auf 0° gebracht ist. So vergrössert sich der Gletscher durch Einlagerung von neuem Eis (Intussusception).“

Demselben nahe stehen H. Ladame 1842 und C. Nicolet 1844.

Bertin (1866 Comptes rendus etc.) und Ch. Grad (1867 Comptes rendus 1867 und 1869) schliessen sich dieser Anschauung noch mehr an, sie schreiben ebenfalls alle Bewegungserscheinungen dem Kornwachstum zu, nehmen aber das Material dazu nicht von der atmosphärischen Feuchtigkeit, wie Hugi, sondern wie Beaumont von dem Schmelzwasser der obern Schichten.

Forel 1882 (Le grain du glacier. Arch. des Sc. Genève) schliesst sich am nächsten an Elie de Beaumont an, erweitert und verbessert manche Einzelheiten, und nimmt das Nährmaterial für die Körner von der Taubildung auf dem Gletscher, vom Regen, Schnee und oberflächlichen Schmelzwasser. Forel ist nicht so ausschliesslich wie manche seiner Vorgänger, er lässt es (S. 369) offen, in welchem Masse Schwere, Brechen, Regelation, Plasticität mitwirken, hält aber doch das Kornwachstum für die weit überwiegendste Ursache der Gletscherbewegung. Es ist nicht leicht, in wenig Worten eine Darstellung von der Theorie Forels, die er selbst im Gegensatz zur mechanischen (Schwere-) Theorie der Gletscherbewegung die thermische Theorie nennt, zu geben, man muss das Original studieren, um Forel gerecht zu werden. Forels Theorie verwertet das Gute aus den oben aufgeführten Nummern und ergänzt den um vieles vertiefteren Gedankengang durch neue Beobachtungen und scharfsinnige Reflexionen. Wir halten sie deshalb heute für die allein diskutierbare Modifikation der Theorien vom Kornwachstum und der Theorien der Abteilung I überhaupt. Forel fasst die Frage von verschiedenen Gesichtspunkten aus an. Wir folgen seinem Gedankengang im Aufsatz „Le grain du glacier":

Das Gletscherkorn ist ein Krystallkorn. Die Beobachtung lehrt, dass es von oben thalwärts an Volumen zunimmt, „also mit dem Alter wächst". Forel glaubt nicht, dass ein Korn auf Kosten der Nachbarkörner wachse (Hagenbach) und fragt sich nicht, ob einzelne Körner miteinander ganz verschmelzen können (Heim) (vergl. S. 124). Er deduciert wie folgt: Die Winterkälte kann durch Ausstrahlung und durch Leitung viel tiefer in den Gletscher eindringen, als die Sommerwärme, die ja schon an der Oberfläche oder in sehr geringer Tiefe, soweit sie über 0° liegt, durch Schmelzung abgefangen wird. Würde nur durch Strahlung und Leitung der Temperaturaustausch stattfinden, so müsste der ganze Gletscher für immer unter 0° sinken. Die Temperaturausgleichung wird durch das Schmelzwasser bedingt, das

im Frühsommer und Sommer in den erkälteten und erkältenden Gletscher eindringt, am Korn ankrystallisiert, das Volumen vermehrt und durch die freiwerdende Wärme den Gletscher auf 0° erhält oder bringt. Die dadurch erzeugte jährliche Volumenzunahme berechnet Forel auf 1 : 1,017 bis 1,045 aus dem Verhältnis der Korngrösse an der Firnlinie zu derjenigen am Ende eines grössern Gletschers; die hierfür notwendige mittlere Erkältung des Gletschers im Winter auf höchstens — 7°, die Ausdehnung des Gletschers linear auf 1 : 1,014 per Jahr, wobei verschiedene Gletscher aus Länge und mittlerer Geschwindigkeit ohne Ablation in der That eine Längenzunahme von 1 auf 1,012 bis 1,019 per Jahr ergeben. Weil der Gletscher sein Wasser nur sehr allmählich abfliessen lässt, muss sich die Bewegung durch den von oben eindringenden Frost weit in den Winter hinein langsam fortsetzen. Wenn vielleicht noch nicht die ganze Masse unter 0° gebracht ist, beginnt oben schon wieder die Infiltration, die nun auf durchkältete Schichten dringt. Eine Schicht von 4,5 m Wasser jährlich von der Gletscheroberfläche hineindringend soll zum Kornwachstum genügen. Regen, Tau, Schnee sollen 2 bis 3 m, die Ablation ca. 3 m liefern, so dass noch genügend zur Speisung der Gletscherbäche bleibe (?). Forel unterscheidet nun in thermischer Beziehung:

1. Firnregion (Kindheit des Gletschers) Uebermass von Schnee. Alles erzeugte Wasser wird absorbiert zur Vereisung, die Temperatur der Tiefe ist unter 0°.

Grenzlinie: die Firnlinie.

2. Ausgewachsener Gletscher (Glacier adolescent). Sommerwärme zehrt mehr auf als der Winterschnee. Alles Infiltrationswasser wird vom Gletscher absorbiert, Tiefentemperatur unter 0°, schnellste Bewegung.

Grenzlinie: Beginn des Gletscherbaches unter dem Gletscher, Temperatur daselbst erst am Ende des Sommers 0°.

3. Alternder Gletscher (Glacier sénile) Sommerwärme im Uebermass, mehr Infiltrationswasser als zur Erwärmung des Eises nach dem Winter auf 0° nötig ist,

Bildung des Gletscherbaches unter dem Gletscher. Temperatur im Sommer am Grunde 0°.

Forel hat Schnee abwechselnd abgekühlt bis auf — 6°, dann wieder mit Wasser von 0° übergossen und auf diese Weise eine Masse erhalten, welche in gleicher Weise wie der Gletscher körnig ist, und dessen Körner die gleichen Gestalten und optischen Eigenschaften zeigen.

Gewiss enthalten diese Gedankenreihen sehr viel Richtiges und Beachtenswertes. Sie überzeugen mich davon, dass solche Vorgänge im Gletscher stattfinden und an dem Wesen des Gletschers einen gewissen Anteil nehmen. Ich hielte es für durchaus einseitig, sie ganz von der Hand zu weisen. Wie viele andere aber, so kann auch ich mich heute noch nicht dazu bekehren, das Kornwachstum als das wesentlichste Moment der Gletscherbewegung anzusehen. Ich hege folgende Bedenken, welche weitere Untersuchungen vielleicht heben werden:

1. das Kornwachstum hängt nach Forel vom Grade der Durchkältung des Gletschers im Winter und von dem Quantum der Durchtränkung im Sommer ab. Ist, wie in Grönland, der Winter viel länger und kälter, die Zeit der Schmelzung viel kürzer und weniger intensiv als in den Alpen, so sollte die Bewegung aus Mangel an Infiltrationswasser besonders bei sehr dicken Gletschern, wie wir sie dort haben, viel geringer sein und namentlich sollte fast kein Wasser für einen untern Gletscherbach übrig bleiben. Anstatt dessen sehen wir die Bewegung der grossen grönländischen viel rascher als diejenige der alpinen und nicht nur bei den grösseren, selbst bei den kleineren fliesst ein verhältnismässig starker Gletscherbach das ganze Jahr hindurch ins Meer. Das Studium antarktischer Gletscher dürfte eine schärfere Prüfung ermöglichen.

2. Nach Forel müsste das Anfrieren von Infiltrationswasser an die Eiskörner mit dem Eindringen der Kälte im Herbst, des Infiltrationswassers sowie der Erwärmung im Frühjahr und Sommer schichtförmig von aussen in die tiefern Teile des Gletschers eindringen, und in gleicher

Weise müsste auch die Bewegung sich verteilen, d. h. zu gewissen Zeiten, z. B. im Frühsommer müssten die obern, etwas später im Sommer die tiefern, erst gegen den Winter die untersten Schichten des Gletschers sich schneller als die anderen bewegen. Exakte Messungen über die Frage, ob die Geschwindigkeit mit der Jahreszeit in verschiedenen Tiefen andere Perioden zeigt, fehlen freilich noch, allein gerade die Messungen, welche eine in der Tiefe geringere Bewegung beweisen, stammen aus Spätsommer und Herbst. Die Folgen, welche periodisch andere Spannungen in dadurch mit der Jahreszeit wechselnden und ganz anderen Spaltensystemen etc. in auffallender Weise nach sich ziehen müssten, treten nicht auf.

3. Wenn die Hauptursache der Gletscherbewegung in einer Quellung der Masse zu suchen ist, dann ist nicht einzusehen, warum die Quellung so schwierig sichtbar wird, warum andere Spalten als nur oberflächliche Risse der äussern Rinde, wie man sie etwa an einem im Backen aufgegangenen Laib Brot oder einer Schlackenbombe sieht, gefunden werden. Warum quillt die Masse bei ihrem allseitigen innern Gedränge nicht zuerst dahin, wo freier Raum sich bilden will, indem sie die Spalten schon im Entstehen schliesst? Warum dehnt sie sich nicht lieber nach oben als thalauswärts, wo die Reibung entgegensteht? Die so ausgedehnten regelmässigen Tensionszonen mit den zahllosen Spalten, die überall auftreten, wo im geringsten Zug zur Wirkung gelangt, sowie das ganze Aussehen eines Gletschers sind für meine Vorstellungskraft über mechanische Vorgänge unvereinbar mit einer Bewegung infolge von Quellung, während sie sich als Notwendigkeit ergeben, sobald die Schwere die Haupttriebkraft ist und Quellung nur untergeordnet im Frühjahr in den obern Schichten erscheint.

4. Die Gesetze der Gletscherbewegung, wie sie messend als durchaus analog den durch Schwere allein sich bewegenden dickflüssigen Massen festgestellt sind, werden teilweise unverständlich. Nach Forel wie nach Charpentier etc. sollte stets die Bewegung thalwärts zunehmen; es ist sehr fraglich, ob interne Ablation und Zusammen-

drückbarkeit des Eises die Zunahme in der Regel in eine Abnahme umzuwandeln vermöchten. Wenn die thalwärts gerichtete Komponente der Bewegung durch Quellung der Masse entsteht, muss sie an jeder Stelle eine Funktion vorwiegend der aufwärts liegenden Gletscherlänge sein. Sie sollte dann ziemlich unabhängig von der Neigung des Untergrundes und vom Querschnitt bleiben, während sie thatsächlich mit diesen Grössen sich bedeutend ändert. Bei Kornwachstum, d. h. Quellung der Masse als Hauptmotor scheint die in der Mitte grössere Bewegung nur möglich, wenn ein starkes Drängen der Eisteile vom Rande gegen die Mitte stattfindet. Ein solches findet nicht oder nur in sehr schwachem Grade, häufig aber das Gegenteil statt.

5. Nach Forel ist die Grösse des Gletscherkornes eine Funktion von der Anzahl und dem Betrage der Abkühlungen und Benetzungen, also vom Alter. Da nun die Bewegung am Rande thatsächlich verzögert ist, haben dort die Gletscherkörner viel mehr Zeit zu wachsen; sie sollten 10- ja 20- und 30 mal grösser sein als diejenigen der Mitte. Das ist aber nicht der Fall. Auch der umgekehrte Gedankengang stösst auf den gleichen Widerspruch mit der Natur.

6. Ist die Abschmelzung stark genug, um die Quellung zu kompensieren und den Gletscher schliesslich zum Ende zu bringen? Ganz exakte Zahlen fehlen, wir können aber Ueberschlagsrechnungen versuchen.

Manche Gletscher der Alpen haben eine Dicke von 200 bis gegen 500 m. Jährlich muss nach Forel ein 400 m dicker Gletscher in der Mitte um 5,6 bis 7,6 m aufquellen. Die Ablation in diesen Regionen beträgt aber nicht 2 m, und ist infolge davon zu gering, um das Quellen zu kompensieren, aber auch samt Regen und Tau zu gering, um das Material zu dieser Quellung zu liefern; es bliebe nichts für den Gletscherbach übrig.

Ich habe für den Aletschgletscher (Poggend. Annal. Ergzgsbd. V, 1870) eine andere Rechnung durchgeführt, wie ich sie hier für einen mittlern Gletscher I. Ordnung korrigiert wiederholen will. Ich nehme als Mittelwerte an:

Mittlerer Korndurchmesser oben	. . . .	6 mm
Mittlerer Korndurchmesser unten	. . . .	60 mm

Zeit für die Totalerneuerung der Gletscherzunge (Länge dividiert durch mittlere Geschwindigkeit) gleich 200 Jahre.

Oberfläche der ganzen Gletscherzunge	. .	10 000 000 m²
Volumen der ganzen Gletscherzunge	. .	1 200 000 000 m³
Mittlere jährliche Ablation	. . . .	3 m

Wir fassen die Veränderungen in der Gletscherzunge ins Auge, bis ein anfangs an der Firnlinie gedachter Querschnitt an das Gletscherende hinab gewandert ist.

Die Abschmelzungsfläche, auf welcher die Ablation wirkt, ist zuerst gleich der ganzen Oberfläche, sie nimmt dann ab und ist nach 200 Jahren auf 0 zusammengeschwunden. Die Summe aller in den 200 verschiedenen Jahren wirkenden Abschmelzungsflächen beträgt bei gewöhnlicher Gletscherform etwa 600 000 000 m².

Jedes Jahr nimmt das Volumen, der Abschmelzungsoberfläche entsprechend, ab, allein zu nach der Hypothese Forels um einen bestimmten Faktor, der sich wie folgt berechnet:

Das Kornvolumen nimmt in 200 Jahren zu von $6^3 : 60^3 = 1 : 1000$. Die jährliche Volumenzunahme des Kornes ist dann:

$$x = \sqrt[200]{1000}$$

was zu Gunsten der Forelschen Hypothese abgerundet ergibt $x = 1{,}05$.

Im ersten Jahre vermehrt sich das ganze Volumen um das 0,05fache, das heisst die Volumeneinheit wird nachher $= 1{,}05$. Im zweiten Jahre ist durch Abwärtswandern des Ausgangsquerschnittes an der Firnlinie um $\frac{1}{200}$ der Gletscherlänge das Volumen, das durch Kornwachstum abermals mit 0,05 zu multiplizieren ist, auf etwa $\frac{199}{200}$ des ursprünglichen, im dritten auf ungefähr $\frac{198}{200}$ etc. ge-

sunken. Die Summe des Ausgangsvolumens und aller dieser Volumenzunahmen muss auf der Summe aller der Schmelzoberflächen der verschiedenen 200 Jahre durch die Ablation aufgezehrt werden.

Bilden wir diese Summe S, indem wir den jährlichen Vermehrungsfaktor 0,05 mit x und das Ausgangsvolumen 1200000000 m³ mit V bezeichnen, so erhalten wir dieselbe:

$$S = V + Vx + \frac{199}{200} V . x + \frac{198}{200} V . x . + \frac{197}{200} V . x + \ldots\ldots$$
$$\ldots\ldots + \frac{1}{200} V . x$$

oder ausgerechnet fast genau gleich

$$S = V + \frac{Vx}{200} . 100 . 200 = V + 100 Vx$$

die Zahlen eingesetzt, wird

$$S = 7200000000 \text{ m}^3.$$

Diese Zahl repräsentiert uns das gesamte Eisvolumen, welches aus den anfänglichen 1200000000 m³ im Laufe der 200 Jahre durch Kornwachstum hat werden können bei den vorhandenen thatsächlichen Verhältnissen, welche den Gletscher faktisch aufzehren. Diese Eismasse soll durch die Ablation aufgezehrt werden auf der Summe aller Abschmelzungsflächen der 200 Jahre, die wir früher auf 600000000 m² berechnet haben. Die dafür notwendige Ablation ergibt sich hieraus zu

$$\frac{7200000000}{600000000} = 12 \text{ m}.$$

In der That ist die Ablation im Mittel wenigstens 4mal zu klein hierfür.

Aus diesen Rechnungen scheint mir hervorzugehen:

1. dass eine Aufschwellung nur in untergeordnetem Masse wahrscheinlich ist;

2. dass aber die Abschmelzung eine Schwellung von der Bedeutung, wie sie das Kornwachstum durch Material-

zufuhr erfordert, niemals zu kompensieren vermöchte; der Gletscher müsste ins Unendliche anschwellen, wenn aus jedem kleinen Gletscherkorn ein einziges grosses würde;

3. dass daher das Wachstum der Körner grösstenteils durch eine Umlagerung des schon vorhandenen Materiales erklärt werden muss.

In letzterer Richtung sind zwei Erklärungsweisen denkbar:

Entweder ein wachsendes Korn zehrt dabei seine Nachbarn langsam auf (Hagenbach, Sèvé, J. Herrschel), oder von Zeit zu Zeit verkitten sich zwei benachbarte Körner dauernd zu einem einzigen (Heim).

Dies sind in der Hauptsache die Bedenken, welche mich heute noch davon abhalten, der thermischen Theorie von Forel beizutreten. Es versteht sich von selbst, dass dieselbe damit nicht abgethan, sondern vielmehr weiterer Prüfung und Ausbildung empfohlen sein soll.

c) Die bewegende Kraft wird in den wechselnden Dilatationen und Kontraktionen durch Temperaturwechsel gesucht.

Canon Moseley 1869 (Phil. Mag. Jan. 1662 und Aug. 1869) sagt ungefähr folgendes:

Wenn wir auf geneigtem Grunde eine Metallplatte auflegen, und sie in Kälte bringen, so zieht sie sich zusammen. Die Linie derselben, welche relativ zur Unterlage fest bleibt, liegt unterhalb des Schwerpunktes, die obern Teile kontrahieren sich mehr nach unten, als die untern nach oben, der Schwere halber. Bei Erwärmung dehnt sich der Schwere halber die Platte mehr nach unten aus, als nach oben. Vielfache Temperaturschwankungen müssen so im ganzen ein Abwärtskriechen der Metallplatte auf der schiefen Ebene bewirken. Denken wir uns nun als schiefe Ebene das Thal, statt der Metallplatte die Gletscherzunge, so haben wir die Theorie von Moseley.

Hier kommt es nicht auf das Quantum eindringender und weggehender Wärme in bald latenter, bald freier Form an, wie bei der Theorie von Forel, sondern wirk-

lich auf die Temperaturschwankungen, wie sie am Thermometer wahrnehmbar sind.

Matthews, Ball, der Verfasser und andere sind dieser Theorie entgegengetreten. Wir hätten dieselbe hier füglich unerwähnt lassen können, wenn sie nicht neuerdings vor der Royal Society (Juni 1882) von Walter R. Browne, zwar sehr ungeschickt, zu verteidigen versucht worden wäre. Vor allem fehlt der Nachweis genügender Temperaturschwankungen bis ins Innere des Gletschers. Da die Temperatur des Gletschers nicht über 0° steigen kann, so müsste nach Moseley der Gletscher im Winter, wo er viel häufiger solchen Temperaturschwankungen ausgesetzt ist, die ihm einzugehen möglich sind, sich weit rascher bewegen als im Sommer, er müsste bei geringerer Mächtigkeit rascher gehen, als bei grösserer, er müsste wenigstens am untern Ende sich zeitweise aufwärts bewegen, oder, da dies nicht geschieht, müsste das untere Ende bei Temperaturabnahme festsitzen und die ganze obere Gletscherzunge, die nach Moseley durch ihre Last nicht thalwärts zu fliessen vermag, nach sich ziehen; wie könnte dies ohne Totalzerreissungen eintreten? Seine Bewegung müsste in ihrer Summenwirkung auf der ganzen Gletscherlänge gleich sein. Die den stärkeren Temperaturschwankungen, bald Schatten, bald Radiation der Thalwände, ausgesetzten Ränder müssten schneller gehen, als die Mitte etc. Man kann eine solche Theorie nur im Studierzimmer, aber nicht in der Natur aufstellen.

II. Theorien der Gletscherbewegung, welche nicht bloss als richtungsbestimmende, sondern als wesentlichste treibende Kraft die Schwere annehmen (Gravitationstheorien).

Canon Moseley (1869 „On the mechanical impossibility of the descent of glaciers by their weight only“ Phil. Mag. 363, Mai 1869) erhebt einen Einwand gegen alle Theorien dieser zweiten Gruppe: Er behauptet, durch Rechnung bewiesen zu haben, dass das Gewicht des Gletschers 34 bis 35 mal zu klein wäre, um die Widerstände im Eis gegen das Fliessen, gegen

das Aneinandersichvorbeibewegen (das Scheren) der einzelnen Teile zu überwinden.

Die Widerstände, die das Eis diesem „Abscheren" der Teilchen entgegensetzt, hat Moseley experimentell bestimmt: Er schloss einen Eiscylinder von bestimmtem Querschnitt in zwei aneinanderschliessende Stücke Holz, hielt das eine fest und beschwerte das andere so stark, bis der Cylinder in zwei Stücke durchgeschert wurde. Dann denkt er sich den Gletscher in unendlich kleine Teilchen von Eis zerlegt, berechnet allgemein den Widerstand, den ein solches Teilchen bei Verschiebung an den um dasselbe im gleichen Querschnitt liegenden benachbarten Teilchen erleiden würde, und führt als die denselben überwindende Kraft das Gewicht des zu verschiebenden Teilchens ein. Die gefundenen Ausdrücke für Widerstand und Kraft summiert er dann für alle diese unendlich kleinen Teilchen im ganzen Gletscher (Integration) und kommt so zum erwähnten Resultat.

Dieser Rechnung müssen wir indessen so zahlreiche Einwürfe entgegenhalten, dass wir sie nicht annehmen können. Im Gletscher ist die Verschiebung der Moleküle aneinander eine fast unendlich kleine per Tag, und sie wird mit ausserordentlicher Langsamkeit ausgeführt, und dafür ist, wie zahlreiche Experimente beweisen, eine viel geringere Kraft erforderlich, als um die Trennung rasch und ganz zu vollziehen, wie Moseleys Rechnung annimmt. Die letztere ist ferner auf die ganz falsche Annahme gebaut, dass von Molekül zu Molekül die Geschwindigkeit vom Rand nach der Mitte und vom Grund nach oben ununterbrochen zunehme, wodurch Moseley für die Gletscherbewegung eine Kraft verlangt, die in jedem Momente gross genug wäre, zwischen allen unendlich kleinen Teilchen den Zusammenhang vollständig zu überwinden; denn seine experimentell bestimmte Einheit für Eiswiderstand ist ja diejenige für vollständige Trennung in kurzer Zeit. Moseleys Rechnung beweist nur, dass der Gletscher keine Flüssigkeit wie Wasser ist. Das Gletscherkorn und die Trennungen, oder bloss halben Regelationen zwischen den Körnern beweisen, dass nicht

von Molekül zu Molekül, sondern höchstens von Korn zu Korn die Bewegung sich ändert. Anstatt, wie Moseley annimmt, in unendlich vielen Punkten, muss der scherende Widerstand nur auf einzelnen Flächen überwunden werden, und zudem findet derselbe hier vorgezeichnete halbe Trennungen. Die speciellen mechanischen Zustände des Gletschereises, seine Zerteilung durch ein Haarspaltennetz, seine Kornstruktur, seine Blasen etc. sind vollständig unberücksichtigt gelassen.

Wir haben es hier mit einer jener in der wissenschaftlichen Litteratur zahlreichen Rechnungen zu thun, die exakt aussehen, allein uns gar nichts lehren, weil die Prämissen im grellsten Widerspruche mit der Wirklichkeit stehen.

Altmann und Gruner haben schon 1751 bis 1760 die Gletscherbewegung als Folge der Schwere betrachtet. Saussure hat 1779 sich in diesem Sinne ausgedrückt. Wir können im folgenden nicht den historischen Gang machen, wir müssen die verschiedenen Gletschertheorien mehr nach ihrem Inhalt ordnen. Godefroi 1840 und einige andere übergehen wir als allzu unhaltbar und von niemandem mehr aufrecht erhalten. Wir treffen bei den Gravitationstheorien auf:

a) Theorien, welche in vorübergehender Verflüssigung die Bewegungsmöglichkeit im Sinne der Schwere suchen.

Croll (1869 Phil. Mag. März): Eindringende Sonnenstrahlen verflüssigen vorübergehend die Teile durch die sie gehen, und machen sie dadurch momentan thalwärts beweglich.

Croll kennt Moseleys Rechnung, nimmt dieselbe kritiklos an und sucht nach einer Theorie, der die Einwürfe Moseleys nicht gemacht werden könnten. Er sagt: Wenn ein Sonnenstrahl Eis von 0° trifft, so kann er nur in der Weise durch das Eis hindurchgehen, dass er jedes Theilchen im Momente des Durchganges vorübergehend verflüssigt. Den flüssigen Moment wird das Teilchen dazu benutzen, sich im Sinn der Schwere mehr abwärts

den umgebenden anzuschmiegen. In keinem Momente kann der ganze Gletscher flüssig werden, sondern bloss seine einzelnen Teilchen, eins nach dem anderen.

Hier fehlt der Beweis, dass Eis überhaupt für Wärmestrahlen bis in bedeutende Tiefe hinab durchlässig ist. Es ist vielfach bewiesen, dass Sonnenstrahlen im Innern eines Eisstückes gewisse Partien verflüssigen oder Fremdkörper erwärmen können, ohne beim Durchgang durch die äusserste Schicht diese zu stören. Allein das gilt nur für dünne Platten. In dicken Schichten ist Eis bei 0° für Wärmestrahlen ganz undurchlassend, alle Wärme wird zur Schmelzung in den obern Schichten verwendet. Dass Reibung am Rande die Bewegung vermindern könnte, dass Spalten entstehen etc. ergibt sich aus Crolls Theorie nicht. Die Bewegung müsste nach Crolls Theorie direkt von Schatten und Licht abhängig sein, der besonnte Rand sich viel schneller als der beschattete bewegen; ein einzelnes in Sonnenlicht gelegtes Eisstück müsste seine Form rascher als der Gletscher verändern und zu einem Kuchen zusammensinken, während jede Zunahme der Bewegung mit der Mächtigkeit des Eisstromes unbegreiflich bliebe.

J. Thomson, (1849 Transact. Roy. Soc. Edinb.) stützt sich auf die Verflüssigung von Eis durch hohen Druck. Sein Gedankengang ist ungefähr der folgende: In gewissen Teilen des Gletschers wird der thalwärts drängende Druck durch das eigene Gewicht sehr gross. Dieser Druck verflüssigt Eis und das dadurch entstandene Wasser quetscht sich in die benachbarten Gletscherteile dahinein, wohin es am leichtesten entweichen kann (in Blasenhohlräume, Haarspalten etc.). Aber der Akt der Verflüssigung hat Wärme gebunden, das Wasser ist unter 0° und gefriert in neuer Lage grösstenteils sofort wieder, wenn es dem Druck entnommen ist. Der Druck ist durch das Weggehen von Eis an der ersten Stelle vermindert; das aufwärts gelegene Eis rückt gleitend nach, abermals steigt der Druck bis zur partiellen innern Verflüssigung und die stetige Wiederholung dieser Prozesse erzeugt die Fähigkeit der Eismasse, ihre Form zu ändern und anzupassen.

Diese Theorie für den fliessenden Teil der Gletscherbewegung, zu dem sich selbstverständlich noch das Gleiten addiert, ist das gerade Gegenteil aller Theorien der Dilatation, der Volumvermehrung; sie ist eine Theorie des innern Volumverlustes, der Kontraktion könnte man sagen. Tyndall hat sie heftig bekämpft, doch ist kein einziger seiner Gegengründe durchaus stichhaltig. Das gleitende Nachrücken dorthin, wo eine Ausquetschung in Form von Wasser stattgefunden hat, erklärt die Bewegungszunahme mit der Zunahme des Druckes und in der Richtung desselben sehr gut und gibt ebenso Rechenschaft über die fortschreitende Verdichtung des Eises, vielleicht auch über ein teilweises Wachsen der von der Druckverflüssigung verschonten Gletscherkörner, über die Abplattung derselben senkrecht zur Maximaldruckrichtung, die Abnahme der Bewegung mit der Winterkälte und vielleicht auch des Ausdauerns von Gletscherbächen im Winter, besonders bei den mächtigen arktischen Gletschern. Tyndall selbst hat experimentell gezeigt, dass die Blaublätterstruktur wahrscheinlich eine Folge von schichtenförmiger Verflüssigung durch Druck ist. Die Luftblasen, die das Eis weisslich machen, treten aus und in ihre Hohlräume wird das durch Druck gebildete Wasser gequetscht, es entstehen die blauen blasenfreien Blätter im weissen blasenreichen Eise. Jede Blaublätterstruktur ist hiernach ein Beweis für die Mitwirkung von Vorgängen im Sinne der Theorie von Thomson, und da Struktur grösseren Gletschern nie ganz fehlt, so behält Thomsons Theorie für immer allgemein eine gewisse Bedeutung, sie hat uns einen Faktor der Gletscherbewegung erschlossen und wir können denselben modifiziert in die Worte fassen:

Durch Druck wird Eis im Gletscher stellenweise verflüssigt, herausgequetscht und die thalaufwärts gelegenen Eismassen rücken um den Betrag dieser Volumverminderung nach. Das ausgequetschte Wasser treibt zum Teil Luftblasen auf seinem Wege aus und macht wiedergefrierend das Eis dichter. Was an Volumen verloren geht, gewinnt der Gletscher grösstenteils an Dichte seiner Eismasse; ein Teil des herausgequetschten Wassers

fliesst mit dem Schmelzwasser ab. Bewegung durch Druck ist also mit Volumverminderung, Verdichtung des Eises und etwelchem Massenverluste des Gletschers verbunden. So kann auch im Winter ein starker Gletscherbach sich bilden; denn die mechanischen Verhältnisse des Gletschers tragen zur Schmelzung bei. Die Verflüssigung durch Druck geschieht auf Flächen senkrecht zu dessen Richtung und erzeugt die Blaublätterstruktur. Verflüssigung durch Druck bewirkt, dass Eis auf Druck sich plastisch zeigen kann; auf Zug verflüssigt sich nichts; da bleibt es spröde. Dies kann im kleinen durch das Experiment illustriert werden. Bringt man z. B. in eine Hohlcylinderform beliebige Eisstücke und presst sie mit einem Kolben zusammen, so entsteht viel Wasser. An den Stellen, wo die Eisstücke sich gegenseitig berühren und die Modellwände berühren, wirkt der Druck; da schmelzen sie, bis sie genau aneinander passen und an die Hohlform sich angeschmiegt haben. Hebt man den Druck nun auf, so erhält man neben einem Teil ausgeflossenen Wassers einen schönen, kompakten Eiscylinder; das Wasser zwischen den einzelnen Stücken hat dieselben unter gewöhnlichem Druck sofort wieder zusammengefroren, weil es unter der Wasserkälte von 0° war.

Selbstverständlich ist die Last des Eises selbst nur soweit und nur dann imstande, eine stetige innere partielle Verflüssigung zu erzeugen, als die Temperatur des Gletschers auf 0° oder nahe an 0° steht. In Zeiten, da der Gletscher teilweise vielleicht bedeutend unter 0° sinkt, genügt der „hydrodynamische“ Druck der Eismasse nicht mehr, den Schmelzpunkt unter die bestehende Temperatur zu erniedrigen und Verflüssigung zu bewirken.

b) Theorien, welche dem Eise selbst Plasticität oder Semifluidität gegenüber der Schwere zuschreiben.

Zur Zeit, da man zuerst die Bewegungserscheinungen der Gletscher einigermassen durchblickte, war man geneigt, die blosse Einkleidung der beobachteten Thatsachen

in eine Sprachformel oder ein Stichwort für eine Gletschertheorie zu halten, und an eine experimentelle Zurückführung auf die besonderen Eigenschaften des Eises überhaupt nicht zu denken. Oder man konstatierte nur die Erscheinungen am Gletscher selbst und schloss daraus auf die Eigenschaften des Eises. Beobachtung und Erklärung werden nicht exakt auseinander gehalten.

Bordier hat schon ca. 1750 dem Eise Plasticität zugeschrieben. In erster Linie aber ist als Vertreter der Plasticitätstheorien zu nennen der geniale Bischof Rendu von Annecy (Théorie des Glaciers de la Savoie, Mémoires de l'Académie Royale des Sciences de la Savoie, geschrieben ca. 1839, gedruckt 1841). Rendu spricht in diesem Aufsatz das Gesetz von der Aequivalenz der Kräfte aus, unterscheidet Sammel- und Abflussgebiet des Gletschers, beobachtet die Blaublätterstruktur, die Regelation, erkennt, dass eine allzuhohe Eissäule ihren Fuss durch die eigene Last zerdrücken müsste, sieht ohne Messung, dass die Bewegung in der Mitte grösser als am Rande ist, und dass überhaupt der Gletscher sich als dickflüssige Masse bewegt. Er greift darin seinen Zeitgenossen weit vor. Seine Voraussagen haben sich bestätigt. Er schreibt über die Bewegung:

„Es gibt eine Menge von Thatsachen, welche die Meinung unterstützen, es müsse der Substanz des Gletschers eine gewisse Duktilität zukommen, die ihr gestattet, sich an die Lokalität, in der sie sich befindet, anzuschmiegen, wie eine weiche Teigmasse es zeigt. Und doch, wenn man den Hammer auf ein Eisstück wirken lässt, findet man eine Sprödigkeit, die damit in direktem Widerspruche zu stehen scheint“ . . . . „Es wäre möglich, dass das Eis seiner Härte und Sprödigkeit ungeachtet nur einen bestimmten Druck ohne zu brechen auszuhalten vermöchte. Das Eis der tiefsten Schicht ist von der ganzen Last der überliegenden Masse gedrückt; übersteigt aber diese Last die Kohäsionskraft, so erfolgt Zerdrückung und ein Auseinanderweichen im Eise der Basis.“

Dem Grundgedanken einer in ihren einzelnen Teilen

beweglichen, von der Schwere herabgezogenen Gesamtmasse hat Forbes noch schärferen Ausdruck und neue Geltung verschafft in seinen „Travels in the Alps of Savoy“ 1843. Er spricht von seiner „Theorie der Plasticität“, allein es handelt sich mehr um eine Abstraktion aus den Thatsachen, als um eine Erklärung aus den physikalischen Eigenschaften des Eises. Forbes sagt eigentlich nicht viel anderes, als: Der Gletscher bewegt sich wie ein Strom, weil das Eis zähflüssig („viscous“) sein muss. Forbes legte dabei grosses Gewicht auf die durch Wärmeabsorption vor dem Schmelzen bei 0° beginnende Plasticität. Später setzte er noch eine Modifikation bei, die wir noch besprechen werden. Lange Zeit war die „Plasticitätstheorie von Forbes“ das einzige, was der „Dilatationstheorie von Charpentier etc.“ ein Gegengewicht bot. Forbes irrte hingegen darin, dass er stets zähflüssige anstatt dickflüssige Massen mit dem Gletscher verglich.

H. Schlagintweit zählt ebenfalls zu den Vorgängern der Plasticitätstheorien. Er schreibt 1857 (Unters. S. 124): „Das Eis ist überall, wo wir demselben begegnen, ein fester, selbst spröder Körper. Die Phänomene der Bewegung am Gletscher scheinen mit der Verschiebbarkeit der Eismassen im grossen zusammenzuhängen, welche durch die feine Zersplitterung derselben infolge ihrer Sprödigkeit, des bedeutenden Druckes und der Reibung an der Unterlage bedingt wird. Die Schnelligkeit der Bewegung wird durch die Neigung der Unterlage und durch die vertikale Höhe des Eises, auf welche sich der hemmende Einfluss der Reibung verteilt, wesentlich verändert. Wärme oder bedeutende atmosphärische Niederschläge beschleunigen die Bewegung, indem durch das Eindringen des Schmelz- oder Regenwassers in die Kanäle das absolute Gewicht des Gletschers vermehrt wird.“

Bei den Gesteinen der Gebirge, besonders in den innern Teilen der grossen Kettengebirge finden wir mechanische Umformungen verschiedenster Art. Dieselben sind zum Teil bruchlose Umformungen, zum Teil solche, welche durch innere Zerreissungen und Wiederverkittung

der Risse mit Mineralsekretionen entstanden sind. Beide sind eine mikroskopisch leicht nachzuweisende Thatsache, an welcher keine Polemik und kein Experiment etwas zu ändern vermag. Diejenigen, welche in ihrem geologischen Forschungsgebiete bisher die bruchlose Gesteinsumformung bei der Gebirgsbildung nicht selbst gefunden haben, haben kein Recht, zu behaupten, sie existiere nicht. Ueber die Erklärung der bruchlosen Gesteinsumformung hingegen sind verschiedene Meinungen denkbar. Ich meinerseits halte die bruchlose Umformung für eine notwendige Folge aus bekannten Thatsachen unter der Bedingung, dass gewisse mechanische Verhältnisse eintreten, die thatsächlich in der Tiefe bei der Gebirgsstauung gar nicht fehlen konnten, aber leider im Experiment wahrscheinlich mit unsern mechanischen Hilfsmitteln nicht nachahmbar sind. (Vergl. Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung Bd. II, Abschn. I und Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XXXII. Bd., S. 262.) Zwischen Umformung mit Bruch und Umformung ohne Bruch besteht keine absolute Grenze, indem bei ersterer die in sich starren Einheiten grössere Molekulargruppen sind, die unter schärferm Druck stets kleiner werden können, bis sie in letzterer fast zu den Molekülen werden und dann sogar krystallinisch molekulare und chemische Umlagerungen als Folge auftreten. Umformung mit Bruch und bruchlose Umformung können sogar nebeneinander auftreten; allseitig starker Druck verwischt ihre Grenze. Ganz ähnlich verhält es sich mit dem Eise. Die bruchlose Umformung ist hier leicht experimentell nachzuweisen, weil sie schon ohne allseitig sehr grossen Druck auftritt und wir es mit einer Masse zu thun haben, die unter gewöhnlichen Verhältnissen sich ihrem Schmelzpunkte nahe befindet, so dass das innere Verschieben und Schweissen leicht erfolgt. Die Umformung durch Bruch unterscheidet sich von derjenigen, die wir bei den gebogenen oder ausgewalzten Gesteinsschichten gewöhnlich finden, teils durch die viel geringere Festigkeit und innere Reibung, teils dadurch, dass an Stelle der langsam verkittenden Mineralsekretionen

die rasch wirkende Regelation tritt. Deshalb fliesst der Gletscher schon als Strom an der Oberfläche, der Fels aber nur unter starker Belastung, d. h. unter den Bedingungen der Tiefe, wenn zugleich das Gleichgewicht gestört wird.

Langsame bruchlose Umformung, eine Art Fliessen durch andauernde Kräfte erzeugt, Brechen bei rascher Einwirkung und sogar Wiedervereinigung getrennter Teile der Regelation entsprechend, sind übrigens weit mehr als man bisher dachte auch anderen Körpern als dem Eise eigen. Schusterwachs, Stockholmpech, Kolophonium, Siegellack brechen glasig muschelig, aber fliessen langsam durch ihr eigenes Gewicht. Blei biegt sich nicht nur, sondern getrennte Stücke fliessen selbst bei gewöhnlicher Temperatur und lange anhaltendem Drucke vollständig zusammen, wie manche alte, zu einem Klumpen zusammengewachsene Kugelvorräte von Arsenalen beweisen. Bei 10 000 Atmosphären vereinigten sich die Pulver krystallinischer, nicht metallischer Körper in den Experimenten von Spring zu einem ganzen Stück. Chandler, Roberts und besonders Tresca haben bei gewöhnlicher Temperatur und unter hohem Druck bei festen Metallen die Gesetze des Fliessens nachgewiesen. Quetschungsstrukturen bei Gesteinen sind oft selbst unter dem Mikroskop von Fluidalstrukturen ununterscheidbar. Könnten wir einen ungeheuren Bleiberg in eine Thalmulde setzen, so würde er wahrscheinlich wie ein Gletscher thalwärts fliessen. Eine Umgruppierung der Moleküle, ein Anpassen an anhaltend einwirkende Kräfte ist wohl fast allen Körpern in gewissem Grade eigen, der Unterschied vom Eis gegenüber anderen Stoffen ist besonders in die Augen springend, weil wir Eis meistens nahe dem Schmelzpunkte beobachten, was diese Molekularbewegungen wesentlich erleichtert und vielleicht auch, weil das Eis einige dieser Eigenschaften in besonders hohem Grade besitzt.

1. Plastische Umformung des Eises ohne Bruch.

Matthews (1869 Phil. Mag.);

Bianconi (1871 Sul impieghevollezza del Ghiaccio, Zeitschrift - ?);

Pfaff (1875 Pogg. Annal. Bd. 155, S. 169);
K. J. V. Steenstrup (1882 Meddelelser om Grönland).

Ferner sind hier zu nennen die Experimente von Tresca und Daubré, die indessen nicht auf reiner bruchloser Umformung beruhen, und die Diskussion der plastischen Umformung des Eises von Mc Gee (On maxim. synchronous Glaciation 1881 Salem).

Schon Kane sah eine hohl aufliegende Eisplatte im Verlauf von Monaten sich bruchlos einbiegen. Matthews, Bianconi, Steenstrup und teilweise Pfaff haben alle, ohne voneinander zu wissen, in ähnlicher Weise experimentiert. Sie legten Stäbe von Wassereis hohl an beiden Enden auf und bemerkten dann, dass dieselben bei einer umgebenden Lufttemperatur von einigen Graden unter 0°, selbst wenn man sie in der Mitte etwas belastete, fast ganz starr blieben, aber bei Annäherung an 0° und namentlich in einer Luft von einigen Graden über 0 sich schon durch ihr blosses Gewicht in kurzer Zeit (schon in 1 Stunde) ziemlich stark einbogen, anfänglich ganz ohne zu reissen. Bruch trat jeweilen erst nach vorherigem Knistern unter Bildung eines Risses auf der Unterseite ein, wenn das Experiment zu lange fortgesetzt, oder der gespannte Eisstab erschüttert wurde. Die gleichen Eisstäbe vor dem Biegen wie im gebogenen Zustande erwiesen sich hingegen raschern, intensivern Kräften gegenüber als spröde, brüchig. Der gebogene Eisstab seitlich flach aufgelegt zeigt, wie ich mich durch eigenen Versuch überzeugt habe, keine Tendenz, in seine ursprüngliche Form zurückzukehren. Die Formveränderung ist also eine bleibende, sie ist eine plastische, nicht eine elastische Umformung ohne Bruch. Leider ist bisher nicht beobachtet, ob der gleiche Stab, mehrmals bald in der einen, bald in der andern Weise zum Biegen hohlgelegt, allmählich leichter und rascher biegsam wird: die optischen Eigenschaften des gebogenen Stabes sind ebenfalls nicht geprüft worden.

Pfaff fand durch verschiedene Variationen des Versuches, wiederum, wie es scheint, ohne die älteren Versuche gekannt zu haben, dass „der geringste Druck

schon hinreicht, um Eisteilchen zu verschieben, wenn er anhaltend wirkt und die Temperatur des Eises und der Umgebung nahe dem Schmelzpunkte ist." Er setzte verschieden geformte Stahlstempel auf Eisplatten und presste sie anhaltend gegen das Eis an. Bei — 1° bis 0° und etwa 2 Atmosphären sanken sie schon in wenigen Stunden einige Millimeter in das Eis ein, bei niedrigerer Temperatur hingegen nur sehr wenig. Die Wirkung in diesen Experimenten beruht aber nicht bloss auf Plasticität, sondern, zum Teil wenigstens, auf Verflüssigung durch Druck und Wiedergefrieren, und es ist nicht möglich, beide Wirkungen quantitativ zu vergleichen.

Ein 1,3 cm dicker, 51 cm langer Eisstab bog sich hohl aufgelegt bei — 12 bis — 3,5° um 2 bis 3 mm in 24 Stunden, bei — 1 bis 0° in der gleichen Zeit um 9 mm Pfeilhöhe. Spältchen waren auch an der Unterseite bei 23,5 mm Totaleinbiegung nicht zu bemerken.

Weit belehrender noch über die dickflüssige plastische Natur des Eises sind die ältern Versuchsvariationen von Bianconi. Wenn in Luft über 0° ein Steinstück auf eine ebene Eisfläche gepresst wurde, drang dasselbe nicht nur in das Eis hinein vor, sondern schon nach 6 bis 10 Stunden erhob sich das Eis wulstförmig um die Einpressung herum. Als eine Eisenplatte mit quadratischem Loch aufgedrückt wurde, stieg das Eis durch das Loch in Gestalt eines 4kantigen Eisprisma auf und bog sich über bis zur Berührung der Platte, während das umgebende Eis über den Rand der Platte quoll. Als ein Eisenstab unten flach, oben konvex gerundet ins Eis gedrückt wurde, schmiegte sich das letztere der Oberfläche der Stange derart an, dass es sie mehr und mehr einhüllte, wie wenn wir eine Stange in einen dicken Thonbrei eindrücken.

Wie nun aber der molekulare Vorgang dabei ist, ob die festen Eismolekülgruppen ihre gegenseitigen Stellungen ändern oder ob der Druck einzelne Moleküle verflüssigt, die ausweichen und in neuen Stellungen wieder-

gefrieren, das bleibt noch eine Frage. In ihren Wirkungen, in ihrem Auftreten im Experiment sind eben beide Molekularvorgänge untrennbar. Die Wirkung für die Gletscher bleibt so wie so die gleiche: Langsam, mässig und anhaltend wirkenden Kräften gegenüber verhält sich also das Eis plastisch biegsam, übermässigen Kräften gegenüber bricht es spröde. Bei den letzten Versuchsvariationen von Bianconi lässt sich freilich auch noch die Frage aufwerfen, ob nicht feine innere Zerreissungen in gewissem Masse bei der Umformung beteiligt gewesen seien.

Fassen wir in einem Gletscher eine Eislamelle oder einen Eisstab ins Auge, der zwischen 2 nahe bei einander gelegenen Querschnitten liegt und vom einen Ufer ans andere reicht, so sehen wir unter Berücksichtigung der Bewegungsdifferenzen von Rand und Mitte sofort ein, dass demselben bei weitem nicht eine so starke Biegung, keine Anpassung an einen so engen Krümmungsradius zugemutet wird, wie dies in gleicher Zeit bei dem Experimente mit dem Eisstab geschehen ist. Allein ein Unterschied liegt darin, dass beim Gletscher der gedachte Stab auf seiner ganzen Länge zwischen andere Eismassen eingeklemmt ist. Die Ausbiegung in der Mitte kann die Enden nicht entsprechend nachziehen. Der Stab wird dadurch gleichzeitig gestreckt und muss zerreissen, weil auf Zug das Eis viel weniger nachgiebig ist. Ferner ist selbstverständlich die Biegsamkeit um so geringer, je dicker der Eisstab, ähnlich wie Eisendrähte und Eisenblech biegsam, ein Eisenwürfel von 1 m Seite aber im ganzen fest bleibt. Aehnlich muss sich wohl der Gletscher verhalten. Auf die ganze Masse des Gletschers ist die an Eisstäben gefundene Biegsamkeit nicht direkt anzuwenden, es muss erst die ja in der That vorhandene Zerteilung des Gletschers, allerdings nicht in Stäbe, aber in verschieden geformte Lamellen und Brocken durch Haarspalten und Gletscherspalten vorhanden sein, bevor eine Plasticität ohne Bruch voll und ganz in allen kleinen Teilen in Wirkung treten und sich dann für den ganzen Gletscher summieren kann. Je grösser der Druck bei 0°,

desto plastischer wird das Eis sich verhalten und desto grössere Bruchstücke werden plastische Umformungen ohne weitern Bruch eingehen können.

Mit der Steigerung des allseitigen Druckes muss nach mechanischen Principien durch Annäherung des Zustandes an denjenigen der Flüssigkeiten die bruchlose Umformungsfähigkeit, d. h. die reine Plasticität des Eises grösser werden, ganz so, wie dies aus thatsächlichen Beobachtungen auch für die Gesteine hervorgeht (Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung, Bd. II, Abschnitt „Bruchlose Umformung").

2. Plastische Umformung des Eises durch Bruch und Regelation, Verhältnis zum Gletscherkorn.

Wir haben schon oben darauf hingewiesen, dass innere Zerteilungen in der Eismasse notwendig entstehen müssen. Dennoch zerfällt der Gletscher nicht in einen Haufen von Brocken, denn fortwährend wirkt die Regelation wieder und verkittet die gegeneinander verstellten Teile in den neuen Lagen aufs neue.

Hopkins (Phil. Mag. 1845, XXV, S. 321) dachte sich den Gletscher der Länge nach in vertikale Blätter zerteilt, die sich verschieden schnell bewegen. Man findet zwar in den Gletschern mehr oder weniger deutliche Verschiebungsklüfte in spitzem Winkel zum Ufer laufend; allein dieselben treten nur lokal und ausnahmsweise auf und von der von Hopkins auch nicht beobachteten, sondern vorausgesetzten künstlichen Zerteilung ist nichts zu finden. Als massgebend kommen vor allem hier in Betracht die Versuche von:

J. Tyndall 1857 bis 1860 (Glac. of the Alps);

Helmholz 1865 (Populärwissenschaftl. Vorträge, Heft I, 93 bis 134 etc., „Ueber Eigenschaften des Eises", Verh. des naturw. Vereines zu Heidelberg, III, 194 bis 196);

Tresca 1865 zum Teil.

Tyndall quetschte unter der hydraulischen Presse beliebig geformte Eisstücke in Hohlformen aus Buchs-

holz. Das Eiss zerbrach dabei knisternd in kleine Splitter und Stücke, welche sich an die Form und gegeneinander anschmiegten und regelierten. Das Resultat war eine kompakte Eismasse, der Hohlform genau entsprechend. So kann man Eis in beliebige Formen bringen, was in reichlichem Masse bis zur Spielerei (Eisbecher, Eisknoten, Eisringe, Eisstatuetten etc.) durch Tyndall geschehen ist. Das so durch Druck umgeformte Eis zerreisst auf Zug wie der Gletscher.

Tyndall sagt nun: Wenn wir uns in einem solchen Versuche die Hohlformen sich unendlich langsam ändernd denken, so wird auch das darin eingeklemmte Eis seine Form nur sehr langsam, aber kontinuierlich ändern müssen und dann kein krachender Bruch der Eismasse nötig sein; das Eis wird sich wie eine plastische Substanz verhalten. Denken wir uns eine Eisplatte in einem Gletscher, die von zwei parallelen Querschnitten eingeschlossen ist. Die untere und obere Eismasse repräsentieren die Hohlformen im Versuch, sie mulden die zwischen ihnen liegende Eisplatte durch ihr abwärts drängendes Gewicht langsam in Löffelform aus. Hierdurch wird so langsam und kontinuierlich die Eisplatte anderen Formen sich anzuschmiegen gezwungen, dass kein Zerbrechen in Splitter wie im Versuch stattfinden muss. So spricht Tyndall.

Allein in dieser Deduktion liegt ein Sprung. Es besteht kein direkter Zusammenhang zwischen seinen Experimenten und einer allmählichen bruchlosen Umformung. Hätte Tyndall bei seinen Versuchen über das Umformen von Eis nicht allzu heftigen Druck wirken lassen, so dass das Eis momentan in feines Pulver zerbrechen musste, hätte er demselben nicht auf einen Schlag so heftige Umformungen zugemutet, so wäre ihm eine Breccienstruktur oder Kornstruktur in den umgeformten Eismassen sichtbar geworden. Wenn er im Polarisationsmikroskop seine umgeformten Eisstücke beobachtet hätte, so wäre das farbige Mosaik einer aus verschieden orientierten krystallinischen Bruchstücken zusammengekitteten Masse ihm deutlich geworden, er-

innernd an das Bild, welches die Gletscherkörner geben. Tyndalls experimentelles Gletscherkorn war pulverfein und ist daher der Beobachtung entgangen. Was aus den Tyndallschen Experimenten für die Theorie der Gletscherbewegung folgt, ist nicht mehr und nicht weniger als:

Eis kann sich jeder Form durch Druck anpassen, indem es innerlich zerreisst und indem die Bruchstücke in angeschmiegter Stellung wieder regelieren. Der betreffende Druck rührt wie der Druck innerhalb eines Flüssigkeitsstromes von dem Gewichte des Eises her.

Forbes vermutete, dass das Haarspaltennetz (also wohl auch das dadurch umgrenzte Gletscherkorn) eine „von Druck und Bewegung hervorgebrachte oder wenigstens unterhaltene Zerteilung" sei. (Helmholz 1865) und der Verfasser (Pogg. Ann. Ergzsbd. V, 1870) haben geglaubt, die Zerteilung des Eises nach Art der Tyndallschen Experimente wirklich als die Ursache des Gletscherkornes zu erkennen. Die seither ausgeführten optischen Prüfungen haben aber gelehrt, dass diese Ansicht irrig ist. Freilich besteht ein Zusammenhang von Bewegung und Korn, das Umgekehrte wird dabei der Wirklichkeit eher entsprechen: das durch die fliessende Bewegung erzwungene innere Brechen des Eises in Stücke benutzt die Korngrenzen als Flächen geringerer Kohäsion und unterhält dadurch stets diejenige Zerteilung im Eise. welche nach der krystallinischen Anordnung der Molekulgruppen am leichtesten entsteht. Das Gletscherkorn erleichtert die Bewegung, die Bewegung öffnet und schliesst abwechselnd die Fugen zwischen den Körnern, die Haarspalten.

Der innige Zusammenhang von Plasticität durch Bruch und Regelation einerseits mit der Kornstruktur andererseits erhellt ferner aus folgenden Experimenten und Beobachtungen.

1. Helmholz und ebenso Tresca quetschten einen Cylinder klaren kompakten Eises durch eine verengte cylindrische Oeffnung im Boden der umschliessenden Metallform hinaus. Ich habe das Experiment sogar mit

kompaktem Wassereise wiederholt. Ein zusammenhängender Eiscylinder quillt aus der engern Oeffnung heraus, seine untere Fläche wölbt sich mehr und mehr. In der Mitte quillt die Masse rascher heraus als am reibenden Rande, endlich entstehen Risse. Die Analogie mit einem aus Thalverengung in eine Erweiterung tretenden Gletscher springt in die Augen. Man beobachtet ferner, dass an der Uebergangsstelle vom weiten in den engen Querschnitt das klare Eis allmählich, aber doch ziemlich rasch undurchsichtig weiss wird und das ausquellende Eis vollständig weiss und undurchsichtig ist. Eine genaue Untersuchung mit der Lupe ergibt, dass es von ganz feinen Rissen durchsetzt und in lauter kleine Körnchen zerlegt ist, die sich, wenn auch nicht ganz leicht, isolieren lassen. Das ursprüngliche Eis brach muschelig, das ausgepresste bricht körnig. Im ursprünglichen Eise war keine Spur dieser Kornstruktur vorhanden, sie ist also durch die dem Eise zugemuteten Differentialbewegungen entstanden. Nach Helmholz sind die feinen Risse im Innern des ausgequetschten Eises sogar teilweise luftleer, weil die innern Trennungen in keiner Verbindung mit der äussern Luft standen. Die luftleeren Figuren im Gletschereise dürfen hingegen als durchaus anderer Entstehung nicht hiermit parallelisiert werden. Das klarste Eis also wird bei starker rascher Pressung sofort durch innere Zerreissungen trübe; wo keine Kornstruktur vorhanden ist, entsteht sie durch Umformung durch Druck.

2. Wenn man ein kleineres prismatisches oder cylinderisches Stück aus kompaktem, klarem, blasenfreiem Wassereise frei unter die Presse bringt und dieselbe anzieht, so entsteht gewöhnlich, schon bevor man eine deutliche Formveränderung sieht, plötzlich ein Knall und das Eis stiebt in Splittern muschligen Bruches auseinander. Grössere Platten solchen Eises spalten beim Druck zwischen 2 Platten in grössere Bruchstücke, die sich im Innern gegenseitig am Ausweichen hindern; die Stücke verbinden sich fortwährend wieder durch Regelation zu einer unregelmässigen Eisbreccie.

Wenn man aber in gleicher Weise einen vielleicht nahezu ebenso klaren und gleichgrossen Eiscylinder behandelt, der nicht ein einheitliches Krystallstück ist, sondern vorher nach Tyndallscher Weise durch Zusammenquetschen von Eisbrocken oder Schnee in einer Hohlform verfertigt wurde, so wird derselbe fast plötzlich, sobald die Presse wirkt, durch und durch trübe und undurchsichtig durch zahllose feine Risschen, die man darin entstehen sieht. Man hört ein leises Knistern und Quicksen, man sieht, dass der Cylinder dicker und niedriger wird. Schon vor Ablauf einiger Minuten haben wir einen breiten zusammenhängenden Eiskuchen von vielleicht nur $^1/_{10}$ der ursprünglichen Cylinderhöhe als Dicke, aber entsprechend grösserem Umfange erhalten, der nur im äussern Teile einige an der Peripherie klaffende Radialrisse aufweist. Die ganze Masse ist körnig geworden. Helmholz z. B. erhielt auf diese Weise Eisblöcke, deren polyedrische Körner optisch verschieden gestellt waren und Stecknadelkopf- bis Erbsengrösse besassen. „Wenn ein solcher weisslich gewordener Block umgeformten Eises einige Stunden im Eiswasser lag, so wurde er ganz durchsichtig wie Gletschereis, mit der Lupe aber erkannte man im Innern eine grosse Zahl von Linien, welche wie die aneinander stossenden Kanten einer grossen Zahl kleiner Zellen erscheinen.“

Also auch hier plastisches Ausweichen auf Druck durch innere Zerteilung in einem Masse, wie es die Experimente über die Umformung ohne Bruch niemals als möglich erscheinen liessen, und weit grössere Umformungsfähigkeit der Masse mit brecciös körniger Struktur als derjenigen ohne Kornstruktur.

3. Ich habe Cylinder aus Gletschereis, welches nahezu ein Jahr in einem Eiskeller in Zürich gelegen hatte und an welchem auf dem Bruch und vom Auge die Kornstruktur nicht mehr sichtbar war und die Regelation der Körner vollständig erschien, unter die hydraulische Presse gebracht. Beim ersten Anziehen der Presse erschien sofort die Kornstruktur wieder, die einzelnen Körner von ca. Kirschgrösse blieben ganz klar, ver-

hielten sich also als mechanische Einheiten, und ich konnte nun unter leisem Knistern ganz ebenso den Gletschereiscylinder zu einem ziemlich flachen Kuchen pressen, wie Helmholz seine feinkörnigen Eiscylinder. Nur am Rande trennten sich einige Körner ganz ab und im Innern entstanden durch die starke Verstellung der Körner einige etwas weitere Lücken, weil die Masse für den Versuch im kleinen etwas zu grobkörnig war. Hieraus geht hervor, dass die Kornstruktur im Gletschereise nicht durch Regelation verschwindet, sondern die Umformbarkeit desselben stetig sehr wesentlich erhöht. Vielleicht dürfen wir mit aller Bestimmtheit sagen: Die Kornstruktur bedingt vorwiegend die Plasticität des ganzen Gletschers und damit sein Fliessen.

4. Uebrigens haben mich schon direkte Beobachtungen am Gletscher von obigem vielfach überzeugt. Dünnere, durch Spalten abgetrennte Gletschereisplatten lassen sich, wenn sie der Sonne ausgesetzt waren, gelenkig bewegen unter knisterndem Geräusche — eine Art von Beweglichkeit, die durchaus an den Gelenkitakolumit erinnert. Ich hatte dabei stets den Eindruck, dass diese Gelenkigkeit, wenn sie auch im gesunden tiefern Eise viel geringer ist, doch der Masse im grossen viel mehr Plasticität gebe als die bruchlose Plasticität und die Bildung neuer Zerteilungen.

Aus diesen Experimenten und Beobachtungen geht hervor, dass:

Wo einem Eise, das gleichmässig kompakt (einheitlich krystallinisch) ist, Umformungen zugemutet werden, die zu stark sind, als dass sie ohne Bruch eintreten könnten, da entsteht durch innere Zerteilung eine Kornstruktur; wo, wie im Gletschereise, eine von anderen Ursachen sich herleitende Kornstruktur schon vorhanden oder vorgezeichnet ist, da wird dieselbe von der Umformung derart benutzt, dass sich die innern notwendigen Zerteilungen derselben anpassen und sie unterhalten.

Die Differentialbewegungen im Innern der fliessenden

Masse unterhalten durch eine Art Ausweichen auf Druck die feinen Trennungen von Korn zu Korn; die grossen Spannungssysteme erzeugen senkrecht auf den Zug die klaffenden Spalten. Dass die ganze Masse wie ein Erdrutsch auf Druck plastisch sich verhält, auf Zug reisst (S. 217 u. 218), erscheint jetzt als notwendiger Ausfluss der Kornstruktur, und die unvollständige, stets wirkende und wieder zerstörte Regelation von Korn zu Korn in Verbindung mit den eingefügten Gestalten der Körner sorgt dafür, dass die Gletscherkörner niemals wie ein Kieshaufen auseinander fallen.

Ich habe die Umformungsversuche von Tyndall und Helmholz etc. oft mit einer kleinen hydraulischen Presse von etwa 6 Atmosphären nachgemacht. Manche derselben lassen sich schon mit 2 Atmosphären leicht ausführen. Zum Flachdrücken eines Cylinders körnigen Gletschereises reicht 1 Atmosphäre Ueberdruck vollständig aus. Helmholz wandte für grössern Massstab 50 Atmosphären an. Bei etwas steilem Gletscher herrscht ein Druck von 2 bis 6 Atm. in longitudinaler Richtung schon in geringer Tiefe unter der Oberfläche. Bei dem nur sehr wenig geneigten Unteraargletscher steigt für die untern Eislagen die Last auf über 50 Atm. In den Versuchen ist zudem alles Umformen schnell in wenigen Minuten geschehen und die dem Eise aufgezwungenen Differentialbewegungen sind einige hundertmal grösser als diejenigen, welche im Verlauf eines ganzen Tages die Gletscherbewegung erfordert. Daraus ergibt sich, dass entgegen allen Rechnungen von Moseley und anderen die Schwere des Eises bei den Gletschern thatsächlich vollständig ausreicht, die dort vorkommenden Umformungen zu erzeugen.

Ob eine ganz krystallinisch einheitliche Wassereismasse von den gleichen Formen und Dimensionen wie ein mittlerer Gletscher auch ins Strömen gelangen kann, oder ob die Last derselben nicht ausreichen würde, die dort anfangs fehlende Kornstruktur zur Vermehrung der Beweglichkeit durch innere Zerteilung zu erzeugen, ist eine Frage, die wir fast eher im letztern Sinne zu be-

antworten geneigt sind. Ob wir mehr zur „thermischen Theorie“ Forels oder zur „Plasticitätstheorie“ uns hinneigen: in beiden Fällen müssen wir auf die Existenz des Gletcherkornes aufbauen.

Nach den obigen Betrachtungen ergibt sich die Schwere des Eises als die treibende Kraft, das Gletscherkorn als die vorherrschende mechanische Einheit der Bewegung, es verhält sich zum Gletscher wie ein Molekül Wasser zum Strome. Die sämtlichen uns bekannten Bewegungsgesetze des Gletschers sind mit dieser Auffassung in Uebereinstimmung und der scheinbare Widerspruch: „plastisch auf Druck, spröde auf Zug“ ist gelöst, sobald der Gletscher als eine Masse bloss teilweise durch Regelation zusammenklebender Körner erkannt ist.

C. Ergänzungen zur Bewegungstheorie der Gletscher.

1. Erklärung der jahreszeitlichen Geschwindigkeitsperioden.

Die jahreszeitlichen Perioden der Gletscherbewegung erfordern noch einige Worte. Forel glaubt, dieselben in seiner Weise erklären zu können und in der That geht dies besonders leicht für die Unterschiede verschiedener Gletscher, die nicht gleichzeitig ihr jahreszeitliches Maximum haben. Die Plasticitätstheorien können ebenfalls erklären, warum die Gletscher zur Zeit grösster Schmelze und Durchtränkung mit Schmelzwasser am raschesten sich bewegen, und zwar liegt die Erklärung in folgenden Verhältnissen:

1. Die plastische bruchlose Umformungsfähigkeit ist am grössten bei 0°, sie nimmt ab mit der Erkältung, und schon eine erkältete Kruste wird hindernd wirken.

2. Die Widerstandsfähigkeit halbregelierter Flächen gegen Trennung ist grösser bei niedrigerer Temperatur als bei 0°. Durch 1. und 2. ist also die Kohäsion, d. h. der innere Widerstand im Sommer, vermindert.

3. Forbes hat seine Plasticitätstheorie noch durch

einen Punkt später ergänzt, der hier mit in Betracht fällt: Wenn der Gletscher überall von Wasser durchtränkt ist, ist sein spec. Gew. höher, er ist schwerer als wenn das Schmelzwasser ausgelaufen und durch Luft ersetzt ist. Die alles durchsetzenden weiten bis haarfeinen Wasserwege wirken dann wie ein grosses System kommunizierender Röhren, in welchen der Wasserdruck wirkt und das von Zerteilungen durchsetzte Eis vorwärts drückt.

Mir will es scheinen, Forbes habe sich das Gewicht des Wassers im Verhältnis zum Eise und die Durchtränkbarkeit etwas zu gross vorgestellt. Die absolute kohäsionsüberwindende Last hat sich nicht geändert dadurch, dass die oberste Eisschicht nun als Schmelzwasser in den Wasserwegen sich findet. Allein eine gewisse Beförderung der Bewegung muss wohl daraus entstehen, dass durch die Durchtränkung die Angriffspunkte der Last besser durch den ganzen Gletscher verteilt und namentlich gerade auf die Kornfugen gelenkt sind. Die Bewegung selbst kleinerer Gletscher im kältesten Winter beweist uns, dass dieses Moment nicht eine absolute Bedingung für die Bewegung überhaupt, sondern nur eine jahreszeitliche Beförderung derselben sein kann.

2. Erklärung der Geschwindigkeitsabnahme thalauswärts.

Eine andere, der Theorie Schwierigkeiten bereitende Erscheinung ist die Abnahme der Geschwindigkeit regelmässiger Gletscher nach unten. Wohin kommen die schneller bewegten Massen, wenn sie an die vordern. langsamer bewegten stossen? Folgende Gesichtspunkte sind aufgestellt worden:

a) Forel erklärt sie durch „ablation interne“, d. h. Schmelzuug an den Wänden der Haarspalten. Er gibt zu, dass dieselbe nicht in grosse Tiefe hinabreichen könne. Wenn wir aber sehen, dass in dem mächtigen Aargletscher die Bewegung vom Abschwung an, im Aletschgletscher von der Firnlinie an stetig abnimmt, so genügt diese Erklärung allein nicht mehr. Jedenfalls aber steht sie

im Widerspruch mit der Theorie der Bewegung durch Kornwachstum, denn interne Schmelzung müsste thalwärts eine stetige Kornverkleinerung im Verhältnis der Bewegungsveränderung ergeben. Interne Schmelzung, wie sie Forel annimmt, findet gewiss statt, aber ich halte sie in vielen Fällen für unzureichend zur Erklärung der ganzen Bewegungsabnahme nach unten. In anderen Fällen hingegen, z. B. bei starker tiefer Durchklüftung ist die Wirkung der internen Schmelzung durch Erwärmung gewiss sehr merklich für die Geschwindigkeitsänderung nach unten.

b) J. Thomson und in seiner Erklärung der Blaublätterstruktur auch Tyndall betonen die interne Schmelzung durch Druck, welche zugleich die thatsächlich vorhandene Verdichtung des Eises in den blauen Blättern und im allgemeinen ergibt. Die Thatsache, dass gerade am Fusse von Eisstürzen die Bewegung über das aus der Querschnittsveränderung bedingte Verhältnis hinaus sehr stark abnimmt und dass eben in dieser Region die Blaublätterstruktur entsteht, spricht stark zu Gunsten dieser Annahme. Am Rhonegletscher z. B. (Rh.-Verm.) beträgt die jährliche Bewegung in der Mitte oberhalb des Sturzes ca. 110 m, an seinem Fusse noch 9 m. Ob in Bestätigung hierzu bei Gletschern mit langem Laufe unterhalb eines Sturzes nach vollendeter Strukturausbildung auf die verzögerte wieder eine gleichförmigere Geschwindigkeit folge, ist nicht messend bestimmt worden. Der Triftgletscher im Berner Oberland (Gadmenthal) würde sich für eine solche Untersuchung vortrefflich eignen. Beim Rhonegletscher kann interne Ausschmelzung in den Klüften der Sturzregion bedeutend mitgewirkt haben.

c) E. Richter ist geneigt, der Zusammendrückbarkeit des Eises bei der Geschwindigkeitsabnahme nach unten ein Wesentliches zuzuschreiben. Dass auch dieses Moment mitwirkt, erscheint bei der Plasticität des Eises und der zusammengedrückten Gestalt der Gletscherkörner in den Regionen der Blaublätterstruktur und den „optischen Wolken“ in den Körnern, welche Spannungen andeuten, als notwendig. Allein jedes stärkere Zusammen-

drücken in der Längsrichtung muss in Querschnittsvermehrung sich geltend machen, und muss messend nachweisbar sein, im engen Thale mehr am Steigen der Gletscheroberfläche, im weitern leichter an einem Bewegungskomponenten gegen die Seiten hin. Wie früher mitgeteilt, kommen solche Komponenten hie und da vor, durchgreifende vergleichende Messungen fehlen.

d) Nach unten nimmt durch die fortschreitende Ablation der Querschnitt des Gletschers ab, damit nimmt der bewegende Druck ab, die Reibung relativ zu, was zu einer Verlangsamung der Bewegung führen muss.

Hieraus geht hervor, dass die Bewegungsabnahme nach unten wohl durch mehrere Faktoren bedingt ist, deren Wirkungsproportion in verschiedenen Fällen sehr verschieden sein kann und sich nicht allgemein bestimmen lässt.

Die thatsächliche Plasticität des Gletschereises muss der Tiefe von Spalten eine Grenze setzen, und vielleicht ist es auch der Druck auf den tiefern Eisteilchen, welcher die Bildung der sonst zu erwartenden, den Randspalten analogen Grundspalten unmöglich macht. Bei grossen Gletschern hat man in der That noch niemals durchgehende Spalten, auch kaum solche von bloss 100 bis 150 m Tiefe gefunden, wo nicht beständig hinabströmendes Schmelzwasser die Oeffnung vertieft und erhält. Nähere Beobachtungen sind wünschbar.

3. Das Wachsen des Gletscherkornes.

Jede Gletschertheorie, diejenige des Kornwachstums wie diejenige der Plasticität, stösst auf das Gletscherkorn als mechanische Bewegungseinheit. Auch alle anderen etwa noch bestehenden Gletschertheorien müssen Rechenschaft ablegen können von den Erscheinungen des Gletscherkornes, der durchgreifendsten Struktur im Gletschereise. Viele Momente wirken zusammen und nicht ein und dasselbe Princip braucht alles auf einmal erklärbar zu machen. Vom Hochschneesternchen durch den Firnschnee bis zum Gletscherende wird das Material des

Gletschers stets grobkörniger. Durch welchen Vorgang geschieht dies?

1. Wir haben der Theorie von Hugi, Grad, Dupré und Forel schon früher gedacht. Nach derselben wächst das Korn durch Ankrystallisieren von Infiltrationswasser. Dieses Wachstum müsste mit einer gewaltigen Volumvermehrung des Gletschers überhaupt verbunden sein, so dass das nachträgliche Wachsen allmählich die ursprüngliche Ernährung quantitativ weit übertreffen würde, aber von der Abschmelzung kompensiert werden müsste.

2. Hagenbach ist eher geneigt, anzunehmen, dass das Korn dadurch wachse, dass ein Ueberkrystallisieren von einem Krystallkorn zum anderen stattfinde. Er denkt sich, dass je nach der Lage der Grenzflächen zu den Krystallachsen bei zwei benachbarten Krystallen und je nach der Wirkung des verflüssigenden Druckes auf die krystallographisch verschiedenen Richtungen die Krystallisationskräfte dem Ueberkrystallisieren der Grenzmoleküle zum einen oder anderen Individuum günstig sein werden. Auf diese Weise werden die einen Körner wachsen, die anderen aufgezehrt. Der Einwand von Forel, dass man keine halb oder fast ganz aufgezehrten Körner zwischen den anderen finde, ist nicht ganz stichhaltig, teils weil diese Umbildung wohl vorwiegend in der Tiefe des Eisstromes, die uns nicht direkt zugänglich ist, geschieht und schon bis zu einer bestimmten Grenze vollendet ist, wo die grössern Körner gegen das Gletscherende hin an der Oberfläche sichtbar werden, teils weil in der That recht oft ganz kleine Körner noch zwischen den grossen liegen. Klocke hebt diese Ungleichheit der Grösse besonders hervor, und Sèvé, der die Gletscher Norwegens studiert hat, erklärt des bestimmtesten: „Die grössten Körner sind meist von kleinen umgeben, es ist sehr selten, zwei einigermassen grosse Körner direkt nebeneinander zu finden“ (Névé de Justedal etc., S. 20).

3. Forel und Hagenbach denken nur an diese zwei Möglichkeiten für das Wachstum des Gletscherkornes. Ich glaube aber, dass es noch andere gibt. Ich lege hier kurz eine Hypothese über das Wachsen des Gletscher-

kornes dar, wie ich dieselbe gefasst und experimentell begründet habe: Es lässt sich denken, dass das Korn nicht durch Aufzehren anderer, sondern durch zeitweises, totales, einmaliges, dauerndes Verwachsen von zwei benachbarten Körnern wachse. Ich habe gefunden, dass Gletschereis, auch monatelang im Eiskeller aufbewahrt, sofort wieder in seine Körner sich trennt, wenn es gepresst wird, andererseits habe ich schon 1870 zufällig beobachtet, dass eine gebrochene Wassereistafel, auf der Bruchfläche zusammengefügt, so total regelierte, dass vollständige mechanische Einheit entstand. Dies legte den Gedanken nahe, dass die Regelation von zwei Eisstücken in ihrer Vollständigkeit abhängig sei von der gegenseitigen krystallographischen Orientierung der beiden Eisstücke. Ich stellte nun unter freundlicher Mitwirkung des Geologen Herrn Dr. K. Bertschinger in Zürich Versuche in dieser Richtung an. Aus einer vollständig klaren Platte von Seeeis wurden in verschiedenen Richtungen Würfel herausgesägt. Je zwei und zwei dieser Würfel wurden nun in verschiedener Weise aufeinander gestellt. In Nr. 1 z. B. lag in beiden Stücken die Hauptachse senkrecht, sie berührten sich mit einer Fläche in der Ebene der Nebenachsen. In Nr. 2 lag in beiden Stücken die Hauptachse horizontal und die Berührungsfläche beider Würfel war der Hauptachse parallel. In Nr. 3 stand die Hauptachse diagonal in den Eiswürfeln, die aber in krystallographisch gleicher Orientierung zur Berührungsfläche aufeinander gestellt wurden. In den folgenden Nummern kamen eine Reihe von Fällen, bei welchen in den zwei sich berührenden Eiswürfeln die Krystallachsen ungleich gerichtet waren. Die aufeinander gesetzten Eisstücke wurden mit je 1 kg belastet und während 22 Stunden in einer Luft von 0 bis $+4^{0}$ belassen. Nachdem Versuche über Abscheren an der Regelationsfläche an Unzulänglichkeit der maschinellen Vorrichtungen scheiterten, wurden die regelierten Stücke zwischen die Platten einer kleinen hydraulischen Presse derart gebracht, dass die regelierte, stets noch etwas sichtbare Fläche senkrecht auf den Press-

platten, also in der Druckrichtung stand, und eine ungleiche Zusammendrückbarkeit der beiden regelierten Teile unmöglich in Wirkung treten konnte. Die Presse wurde langsam unter steter Beobachtung des Eisstückes angezogen. Dabei zeigte sich in schönster Klarheit folgendes:

a) Alle Eiswürfel, welche krystallographisch parallel gestellt waren, gleichgültig, welches die Richtung der Berührungsfläche zur Krystallachse war, waren total zu einem Stück verwachsen, so dass keiner der Risse, welche beim Zerquetschen entstanden, die Regelationsfläche aufsuchte, die neuen Risse vielmehr oft unter ganz spitzem Winkel die Regelationsfläche schnitten, ohne im geringsten von derselben geschleppt zu werden. Es war überhaupt nicht mehr möglich, durch Bruch die Regelationsfläche wieder zu öffnen; die zwei Würfel waren ein Stück geworden.

b) Alle diejenigen Eiswürfel, welche in Beziehung auf die Hauptachse krystallographisch ungleich gestellt waren, erschienen zunächst auch fest regeliert. Sobald aber die Presse angezogen wurde, brach das Stück in erster Linie oder doch sehr bald auf der Regelationsfläche total entzwei. Die Regelationsfläche zeigte zahlreiche ineinander passende kleine Unebenheiten, wie wir sie auch an der Grenzfläche der Gletscherkörner finden, und sah dadurch immer total anders aus als die frisch durch den Druck erzeugten, muschligen, glasigen Zerreissungen.

c) Der Einfluss der Stellung der Nebenachsen ist nach meinen bisherigen Versuchen kaum zu bemerken. Die Regelation richtet sich weit überwiegend nur nach der Stellung der Hauptachsen. Nähere Prüfung dieses Punktes ist notwendig.

Hieraus geht das Resultat hervor: Bei gleicher Stellung der Krystalle tritt Totalregelation zu einer Einheit ein, bei ungleicher Stellung der benachbarten Krystalle ist die Regelation gehindert, es tritt nur eine Partialregelation auf, welche leicht durch Bruch wieder zerstört werden kann.

Die Anwendung dieser Thatsache auf das Wachsen des Gletscherkornes liegt nun auf der Hand:

Durch die fliessende Bewegung des Gletschers werden seine Körner gegenseitig beständig gesetzmässig allmählich aneinander vorbei gedreht und verstellt, besonders stark in den äussern Teilen des Eisstromes. Dadurch muss unter diesen zahllosen, nicht wie beim Umrühren von Körnern in einer Pfanne, unregelmässigen und zufälligen, sondern gesetzmässig sich sehr langsam abwickelnden Verstellungen notwendig der Fall sehr häufig eintreten, dass zwei übereinander sich drehende und sich berührende Körner krystallographisch parallel sich stellen. Die Regelation wird in kurzer Zeit ein totales Zusammenfrieren dieser beiden Körner zu einem grössern Korne erzeugen, während die Körner von untereinander abweichender Orientierung mehr oder weniger getrennt, oder wieder leicht trennbar nur provisorisch regeliert werden. Die zahllosen, aber entsprechend der Gesetzmässigkeit der Bewegungen auch gesetzmässigen Umstellungen oder Abrollungen der Körner aufeinander werden Parallelstellungen allmählich häufen und dies muss zur Ausbildung stets zahlreicherer grösserer Körner durch Zusammenwachsen kleinerer führen. Auf diese Weise erklärt sich zugleich das gelenkartige Ineinandergreifen und einander Umfassen der Körner, ferner das Fehlen ganz kleiner Kornreste, welches Forel gegen Hagenbachs Anschauung betont. Vom Hochschnee zum Gletscherkorn hätten wir es dann stets mit dem Vergrössern des Kornes durch Verwachsen zweier oder mehrerer Körner zu thun. Die Gletscherbewegung selbst erhält und benutzt einerseits überall die Trennung ungleich gestellter Körner, und dreht andererseits Körner in parallele Stellung, so dass sie zu einer grösser werdenden mechanischen Einheit verschmelzen. Die Vergrösserung des Gletscherkornes ist ein Nebenprodukt der fliessenden Gletscherbewegung, die Kornstruktur eine wesentliche Mitursache der fliessenden Bewegung. Ferner ist das grössere Korn am untern Ende des Gletschers nicht bloss Folge zeitlicher Summierung dieser Vorgänge, sondern auch gleichzeitig davon,

dass jene dort entblössten Eisteile diejenigen waren. welche, weil nahe am Grunde, die meisten Verstellungen der einzelnen Körner und damit die häufigste Gelegenheit zu Parallelstellung und Verwachsung aufweisen.

Dichte Kalksteine werden oft allmählich krystallinisch-körnig infolge langsamer andauernder Wirkung krystallisierender Kohäsionskräfte. Es ist eine Thatsache, dass dichte Kalksteine in den Alpen stets da, wo sie ausserordentlich intensive mechanische Umformungen wie Auswalzen, Quetschen etc. erlitten haben, mehr und mehr krystallinisch-körnig werden. Auch da kann ein entsprechender Vorgang im Spiele sein: 1. Gesetzmässig fortschreitende gegenseitige Stellungsveränderung der anfangs ungleich orientierten Körner und infolge davon viele Gelegenheit zur Parallelstellung. 2. Bedeutende Vermehrung der zu einem Krystallkorn vereinigenden krystallisierenden Kohäsionskräfte bei paralleler Achsenstellung. Ich nehme keinen Anstand, die Vergrösserung des Gletscherkornes und das Krystallinischwerden, intensiv umgeformter, ursprünglich dichter Gesteine der Alpen als in vielen Beziehungen ähnliche Vorgänge aufzufassen.

Ich glaube, dass diese Erklärung für die Entstehung des Gletscherkornes und seiner Vergrösserung thalwärts mit der Wirklichkeit sich in der Hauptsache vergleichen lässt. Andere Vorgänge können mitwirken. Ich bin weit davon entfernt, die Frage nach der Entstehung des Gletscherkornes als gelöst zu betrachten, es sind weitere Beobachtungen notwendig, vielleicht ergeben dieselben noch andere Erklärungen.

4. Zur Verdichtung des Eises.

Wie das Eis grobkörniger wird, wird es auch blasenfreier. Helmholz berichtet über seine Experimente wie folgt: „Eis, welches man durch künstliches Zusammenpressen aus Schnee erhält, ist von weisslichem Aussehen und undurchsichtig wegen der Menge kleiner eingeschlossener Luftblasen. Wenn man es aber mit der Presse wiederholt umknetet, wird es immer klarer, indem die

Luftblasen durch die sich bildenden kleinen Sprünge ausgetrieben werden. Man sieht dieselben beim Pressen austreten. Dass das Gletschereis schliesslich ganz klar wird, erklärt sich also wohl durch das fortdauernde Umkneten desselben, welches in den Gletschern stattfindet."

Diese Erklärung trifft in vollem Masse nur dann zu, wenn wir eben das Gletscherkorn ganz durch die mechanische Zerreissung uns entstanden denken. Sie stösst auf etwelche Schwierigkeiten, wo es sich um Entweichen der im Innern eines Kornes eingeschlossenen Blasen handelt. Indessen ist es denkbar, dass die Gletscherkörner an Stellen starker Pressung selbst hie und da durch den Druck Risse erhalten, auf denen ihre Blasen ausgequetscht werden; solche Risse werden rasch wieder vollständig vernarben. Andere Umstände, welche beim Austreiben von Luftblasen mitwirken, haben wir gelegentlich schon mehrmals hervorgehoben.

D. Die Theorie der gleitenden Gletscherbewegung.

Das Gleiten des Gletschers an seinem Thalbett ist durch die Messungen vom Rande der Gletscher festgestellt. Ausserdem ist es auf das unwiderleglichste durch die Abschleifung bewiesen, welche der Gletscher an seinem Grunde ausführt.

Altmann und Gruner haben 1760 sich die Bewegung des Gletschers ganz als ein Gleiten auf der Unterlage vorgestellt. 1779 hat Saussure (Voy. Vol. I, § 535) dieser Ansicht bestimmte Form gegeben, so dass die „Gleitungstheorie" mit seinem Namen verknüpft geblieben ist. Er sagt: „Beinahe alle Gletscher, sowohl erster als zweiter Ordnung, ruhen auf einem geneigten Boden und alle etwas bedeutenden haben, selbst im Winter, unter sich eine Wasserströmung, die zwischen dem Eise und dem dasselbe tragenden Boden fliesst. — Man begreift so, dass diese Eismassen, von der Neigung des Bodens, auf dem sie ruhen, fortgezogen, abgelöst durch das Wasser von jeder allfälligen Verbindung mit dem Grunde,

bisweilen sogar durch dasselbe gehoben, nach und nach gleiten und längs dem Abhange der Thäler oder damit überdeckten Joche herabsteigen müssen. — Dieses langsame, aber beständige Gleiten ist es, welches die Eismassen in die niedern Gegenden herabführt und in Thälern bestehend erhält, wo grosse Bäume und selbst reiche Ernten gedeihen können."

Saussure hat nirgends ausgesprochen, dass er glaube, starres Gleiten sei die alleinige Bewegungsart der Gletscher; im Gegenteil erzählt er an anderer Stelle, wie der Glacier du Mont Dolent (Mont Blanc) sich in einer Schlucht verengt und an deren Ausgang wieder ausbreitet. Eine gewisse Beweglichkeit der Teile gegeneinander muss also wohl auch Saussure nicht fremd geblieben sein. Es beruhte auf einer unrichtigen Zuspitzung, wenn man ihm in der Folge die Meinung unterschob, der Gletscher gleite in sich selbst absolut starr. Charpentier, Agassiz, Forbes haben alle gegen diese zugespitzte Saussuresche Theorie angekämpft, zum Teil noch ausserdem mit unstichhaltigen Gründen.

Dass der Gletscher zum Teil gleitet, steht fest. Saussure hat sich hierin auf offenbare Beobachtung gestützt. Weit bedeutender vom theoretischen Gesichtspunkte aus ist sein Gedanke, dass dies Gleiten ein einfaches Resultat der Schwere, nicht ein Vorstossen durch eine andere treibende Kraft (Dilatation, Kornwachstum etc.) sei. Durchaus entscheidend und Saussures Ansichten bestätigend sind die Versuche von Merian 1841 (in Leonh. und Bronn 1843) und noch mehr von Hopkins (1845 Phil. Mag.). Direkte Versuche, welche letzterer mit Eisblöcken auf geneigten Steinplatten anstellte, ergaben selbst bei den schwächsten Neigungen von 0° 40′ ein, wenn auch mit der Neigung abnehmendes Gleiten, das keineswegs ruckweise, sondern bei Neigungen unter 20° regelmässig und stetig vor sich ging, und um so stärker erschien, als Temperatur und Druck bedeutender waren. Man begreift auch, dass bei der steten Erweichung der stützenden Eisteilchen, sei es durch Schmelzung, sei es aus blosser Durchfeuchtung, der Einfluss der Reibung

ein ganz anderer werden und der unausgesetzten Wirkung der Schwere einen grössern Spielraum lassen wird.

Der Umstand, dass im Winter kleinere Gletscher der Alpen klares Wasser, nur die grössten trübes Wasser abfliessen lassen, lässt vermuten, dass das Gleiten auf der Unterlage im Winter bedeutend schwächer ist als im Sommer, und man wird hiernach zur Frage gedrängt, ob bei kleinern Gletschern die Bewegung im Sommer mehr gleitend, im Winter mehr fliessend sei. Es ist zum mindesten wahrscheinlich, dass Gleiten und Fliessen sich mit der Jahreszeit nicht im gleichen Verhältnis ändern, allein die vorhandenen Messungen reichen zu einer Entscheidung nicht aus.

Das Gleiten allein erklärt selbstverständlich die Gletscherbewegung nicht. Das Gleiten ist nur ein Teil derselben, der zum Fliessen hinzukommt, ein Teil, der um so bedeutender wird, je steiler die Neigung, je tiefer die Lage, je mächtiger der Gletscher, während hohe kleine Hängegletscher oft den grössten Teil des Jahres am Untergrund angefroren bleiben.

E. Zusammenfassung.

Die Bewegung des Gletschers beruht nach der Auffassung von Grad, Dupré und Forel („Thermische Theorie“ von Forel) vorwiegend auf dem Wachsen des Gletscherkornes durch Ankrystallisieren von Infiltrationswasser.

Nach unserer Anschauung wirkt Kornentwickelung im Sinne Forels vielleicht mit, allein die Bewegung ist zum überwiegendsten Teile eine Folge der Schwere und entspricht der Bewegung dickflüssiger Massen. Sie kommt zustande durch:

a) Partielle innere Verflüssigung durch Druck, wodurch zugleich die Blaublätterstruktur entsteht.

b) Plasticität des Eises ohne Bruch in der Nähe des Schmelzpunktes.

c) Zerteilungen und kleine Stellungsveränderungen,

beständig abwechselnd mit Partialregelation, welche Prozesse durch die ganze Masse beständig vor sich gehen und den Grenzen der bestehenden Gletscherkörner folgen.

d) Gleiten auf dem Untergrunde.

Nur weitere Forschung kann entscheiden — heute ist die Theorie der Gletscherbewegung noch nicht abgeschlossen. In obiger Form wage ich das schwierige Kapitel vorläufig abzuschliessen. Möge die Zukunft recht bald uns verbessern, wo wir geirrt, oder uns leuchten, wo wir unsicher tasten mussten. Die Theorie der Gletscher allseitig fertig durchzubilden, ist noch eine grosse Arbeit, die einen Forscher jahrelang beschäftigen würde.

Nachschrift: Erst nachdem Abschnitt VI schon im Drucke stand, teilte mir mein Freund, Prof. F. A. Forel, mündlich — zugleich mit der Erlaubnis zur Notiznahme in der „Gletscherkunde" — mit, dass er im Sommer 1884 auf den Gletschern sorgfältige Infiltrationsversuche angestellt hat, welche folgende Resultate liefern:

Ganz wie Schlagintweit gefunden hat, so sind in der That nur die Haarspalten der äussersten Gletscherschichten für Infiltrationen allgemein wegsam, unter 2 bis 3 m hinab geht die Infiltration nur ausnahmsweise. Selbst Schalen aus gesundem körnigem Gletschereise geschnitten, lassen Flüssigkeiten nicht durchsickern. Es ist deshalb unmöglich, dass Infiltration dem Gletscherkorn der tiefern Teile das Material zum Wachstum zuführe, so dass aus diesem Grunde Forel seine frühere Theorie des Kornwachstums verlassen und seine thermische Theorie der Gletscherbewegung wesentlich modifizieren wird. Seine Publikationen werden bald das Nähere mitteilen.

Abschnitt VII.

Die Trümmer der Gletscher.

Bei den allmählichen Formveränderungen der Bergmassen arbeiten sich zwei nimmer ruhende Vorgänge in die Hände: 1. die Verwitterung im engern Sinne, d. h. die Auflockerung und Zertrümmerung der Gesteine, und 2. die Erosion, d. h. die Ausspülung der abgetrennten Trümmer. Das erstere wird vorwiegend durch chemische Einwirkungen des Wassers und der Luft, durch Temperaturwechsel, durch Frost bei Gegenwart von Feuchtigkeit und durch die eingedrungen wachsenden Pflanzenwurzeln, alles unter Mithilfe der Schwere betrieben; bei der letztern wirkt die Schwere durch das Mittel der Stosskraft des in Bäche, Flüsse, Ströme oder in Lawinen und Gletscher gesammelten flüssigen oder festen Wassers. Die Verwitterung modelliert unter Benutzung der Beschaffenheit und Struktur des vorhandenen Gesteins vorwiegend die Gipfel, Kämme und teilweise die Gehänge; die Erosion exportiert unter gegenseitigem Abreiben die durch die Verwitterung am Gebirgskörper losgetrennten Splitter und fährt mit denselben gleichzeitig ihre Geleise immer tiefer aus. Dadurch entstehen die tausend Rinnsale, die der Verwitterung neue Angriffsflächen bieten und dann durch das seitliche Nachgleiten der verwitternden und untergrabenen Böschungen allmählich zu grossen verzweigten Schluchtsystemen und zu Thälern sich ausbilden, die immer weiter zurück bergeinwärts greifen.

Aus zusammenhängenderen, einförmigeren, massigeren Gebirgskörpern haben Verwitterung und Erosion die herrlichen, mit reichen schwungvollen Linien gezeichneten, bald erdrückend gewaltigen, bald schlanken schmalen, vielgliederigen und von schaurig tiefen Thälern umgebenen Gestalten herausgeschält. Aus dem innern Bau, verglichen mit der äussern Gestalt, können wir für die Centralalpen z. B. feststellen, dass das Volumen des schon Ausgespülten ungefähr so gross ist, wie das, was jetzt noch über das Meerniveau emporragt. Durch Wiederabsatz des Ausgespülten sind gewaltige Komplexe tertiärer, diluvialer und recenter Ablagerungen entstanden, die wir in weiten Anschwemmungsebenen um die Alpen herum bis ins Meer hinaus finden. Der Meissel arbeitet unbekümmert fort als ob ihm das bisher Erschaffene noch nicht gefallen würde. Er arbeitet so lange fort, bis endlich unter seiner Hand das ganze Gebirge geschleift sein wird. In den Gebirgen der verschiedensten Teile der Erde geht ein ununterbrochener Strom von zerstreuten abgewitterten Gesteinsteilen durch zahllose Steinschlagsrinnen von der Höhe zur Tiefe, so dass die Gebirge alle nur noch Ruinen sind und die Bäche und Flüsse oft kaum genügende Stosskraft haben, die niedergestürzten Verwitterungsspäne aus dem Gebirge hinaus in Seen und Meere zu spülen. Könnten wir alle in der gleichen Zeit an verschiedenen Stellen herunterfallenden Steine an eine Stelle zusammengedrängt fallen sehen: sie würden aus den Alpen allein einen unaufhörlichen, Tag und Nacht, jahraus jahrein fortgehenden, grossen donnernden Bergsturz bilden [1]).

Unter gewissen Verhältnissen und zu gewissen Zeiten arbeitet die Erosion schneller als die Verwitterung, es entstehen tiefe kahle Schluchten (z. B. das System des Rio Colorado), unter anderen Bedingungen und zu anderen Zeiten vermag die Erosion der Verwitterung nicht nach-

---

[1]) Näheres in Heim, Verwitterung im Gebirge, Basel, Benno Schwabe; in Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung etc., Bd. I, Abschn. V; Heim, Ueber Bergstürze, bei J. Wurster & Comp., Zürich.

zukommen. Im letztern Falle häufen sich die Verwitterungstrümmer vorübergehend im Gebirge selbst an und harren hier an Umladungsplätzen aufgeschüttet einer Zeit lebhafterer Ausspülung. Am Fusse jeder Steinschlagrinne wächst dann ein Schuttkegel heraus. Aus zahlreichen verwachsenden Schuttkegeln oder auch da, wo die Trümmer zerstreut niederfallen, entstehen ausgedehnte Schutthalden. Jeder Nische im obern Teile des Gehänges entspricht ein Vorsprung oder eine Erhöhung aus Schutt an der Basis. Selbst hoch oben auf Terrassen und in hohen Thalstufen bilden sich die Schutthalden und Schuttkegel in grosser Zahl und Ausdehnung, in flachen Thalboden, an Bach- und Flussmündungen die Deltas, welche nur eine Modifikation der Schuttkegel sind.

Die uns zur Behandlung in diesem Abschnitte vorliegende Frage lautet: Welchen Einfluss auf Verwitterung und Exportation der Verwitterungstrümmer übt der Gletscher aus?

Unsere Kenntnis hierüber hat Umwege gemacht. Die Schuttmassen der Gletscher sind zwar schon von Saussure, T. Charpentier und Fr. Kuhn (1787), Playfair (1815), Esmark (1827), Bernhardi (1832) beachtet und beschrieben worden, allein erst die Theorie der erratischen Bildungen mit ihrer Erklärung durch früher grössere Ausdehnung der Gletscher, welche die letzten drei genannten angebahnt hatten, hat einem eingehenderen Studium gerufén. J. Venez und J. Charpentier, in zweiter Linie dann Agassiz, Forbes, Escher, Simony und Zeitgenossen haben sich um diesen Teil der Gletscherkunde verdient gemacht. Charpentiers „Essai sur les glaciers", 1841, bleibt das grundlegende klassische Werk. Wesentliche Erweiterungen und Verbesserungen sind durch die Forschungen der Skandinavier, hernach auch noch von manchen anderen Seiten hinzugekommen. Wir haben hier nicht eine Geschichte der Erkenntnis der Glacialwirkungen zu schreiben.

Es ist unverkennbar, dass im Laufe der Zeit durch das rege Interesse an den Erscheinungen der Eiszeit die Wirkungen der Gletscher in der Auffassung vieler Geo-

logen, namentlich derjenigen, welche sich mit vergangenen Gletschern beschäftigten, ohne die bestehenden genügend studiert zu haben, übertrieben worden sind. Was Wasser thun kann, ist oft direkt auf den Gletscher zurückgeführt worden. So charakteristisch die Gletscherwirkungen in ihrer Gesamtheit sind, so unvorsichtig ist es doch, ein geritztes Geschiebe, einen einzelnen Block als Zeuge ihrer Existenz zu halten (vergl. Withney, On climatic changes etc., der sich ebenfalls in diesem Sinne ausspricht und zu grösserer Vorsicht mahnt.)

Im folgenden werde ich genauere Detailcitate um so eher entbehren können, als es sich durchweg um leicht zu bestätigende und hundertfältig wiederholte Beobachtungen handelt.

A. Die Moränen auf der Oberfläche des Gletschers (Obermoränen).

Die Gehänge, welche über einen Gletscher emporragen, sehen in ihrer Gestaltung nicht wesentlich anders aus als weiter unterhalb, wo der Gletscher fehlt, und die Verwitterungsvorgänge arbeiten in gleicher Weise. Durch die zahlreichen Furchen stürzen die Trümmer hinunter, bald durch ihr Gewicht allein, bald durch Lawinen und Wasser zeitweise befördert. Sie möchten sich am Fusse der Rinne zu einem Schuttkegel anhäufen. Liegt aber in der Nische oder Mulde oder in dem Thale, gegen welches die Trümmerwege sich hinunterziehen, ein Gletscher, auf den die Blöcke fallen, so kann das nicht geschehen, weil der Gletscher sich immer langsam an der Stelle vorbei thalabwärts schiebt. Die Blöcke, die an einer bestimmten Stelle vor einer Woche heruntergefallen sind, sind schon wieder vielleicht 1 bis 3 m weiter thalwärts getragen worden, und die heutigen fallen nicht mehr auf die gestrigen, sondern unmittelbar hinter dieselben. So werden Schuttkegel und Schutthalden in stundenlange Schuttwälle, die auf der Seite des Gletschers ruhen und bis an sein Ende reichen, ausgezogen. Sie

werden wie auf einem Schlitten von diesem langsam thalwärts gefahren, bis das Eis endlich gänzlich unter ihnen wegschmilzt, worauf sie dann dort grosse Schuttanhäufungen auf dem festen Thalgrunde bilden. Fliessen zwei Gletscher zusammen, so vereinigen sich die beiden seitlichen Schuttlinien zu einer mittlern. Noch anderer Schutt gelangt zwischen den Gletscherkörper und die Thalwände, sowie an den Grund des Gletschers.

Solche Schuttwälle und Schuttlinien, wenigstens die beiden seitlichen und derjenige am Ende, kommen auf allen Gletschern fast ohne Ausnahme vor, hingegen sind sie auf den einen sehr stark, auf den anderen nur schwächer ausgebildet, je nachdem das Gestein, das die Thalwände zu beiden Seiten des Gletschers bildet, leichter oder weniger leicht verwittert. In verschiedenen Teilen der Alpen haben diese Steinwälle verschiedene Namen erhalten: Rendu nennt sie „trainées de rocher", im Berner Oberland heissen sie „Gandecken" von Gand (romanisch Gonda), d. h. Schutt, auch „Gufferlinien" von Gufferschutt. Die Glarner nennen sie „Firnstöss", weil der Firn (Gletscher) sie ausstösst.

Der Walliser Name Moraines, Moränen hat durch die klassischen Arbeiten von Charpentier allgemeinen Eingang in der Wissenschaft gefunden. Es ist zunächst unsere Aufgabe, die Moränen genauer zu betrachten. Unsere Karte bietet Beispiele für die verschiedenen Erscheinungen der Obermoränen.

1. Die Seitenmoränen, (moraines latérales, Gandecken) bilden sich auf die oben angedeutete Weise. Thalwärts werden sie meistens mächtiger, indem sich das Material von den ganzen langen Thalhängen und ihren Schuttrinnsalen nach und nach zum schon aus den obern Regionen mitgebrachten Schutt gesellt. Sie bestehen in jeder Stelle aus Stücken aller Gesteinsarten, die auf der betreffenden Thalseite höher oben vorkommen. Grosse und kleine eckige Stücke, Sand und Erde sind regellos ohne jede Spur von Schichtung durcheinander geworfen. Da die Felsstücke auf ihrer ganzen langen Reise auf dem Gletscher ruhig getragen, nicht gerollt

werden, so behalten sie bis ans Ende die scharfen Ecken und Kanten bei. Oft bricht von den Gehängen ein ganzer Bergsturz auf den Gletscher hinunter und wird den tiefern Regionen zugetragen. Dadurch entsteht natürlich an der betreffenden Stelle eine grosse Verstärkung der Seitenmoräne; das Gleiche erhält sich, wenn die Seitenmoräne etwa zur Mittelmoräne geworden ist. Blöcke von 1 bis 20 m^3 sind in den Seitenmoränen ganz gewöhnlich, es kommen aber auch solche von 1000 bis über 3000 m^3 Inhalt vor.

Schon in der Firnregion stürzen eine Menge von Trümmern auf den Rand des Firnes und werden von neuem Schnee eingehüllt, so dass die obern Schichten des Firnes und dann auch des Gletschers gegen den Rand hin viele Trümmer eingebacken enthalten. Durch Ablation werden diese innern Moränen mehr und mehr an der Oberfläche des Eises frei und bedecken diese.

Die auf den Randpartieen des Gletschers selbst erscheinende und von ihm getragene Moräne wurde „Seitenmoräne“ im engern Sinne des Wortes genannt; die von den Gehängen erst weiter thalwärts stürzenden Trümmer werden oft vom steil gewölbt ansteigenden Gletscherrande aufgehalten und bilden einen Trümmerwall, der zu einem grossen Teile auf dem festen Felsufer des Gletschers liegt; er heisst „Ufermoräne“. Die Seitenmoräne bewegt sich mit dem Gletscher, die Ufermoräne bleibt wenigstens in ihren äussern Teilen liegen, oder wird gar, wenn der Gletscher wächst, weiter seitlich weggedrängt. Die Seitenmoräne sinkt mit dem Gletscher in Zeiten stärkerer Abschmelzung, die Ufermoräne bleibt am Gehänge zurück.

Es gibt Stellen und Zeiten, wo diese Unterscheidung mit der Erklärung der beiden Moränenarten zutrifft, allein noch häufiger lässt sie sich nicht anwenden. Die nach aussen mit 30 bis 40° abfallenden Ufermoränen zeigen sehr oft schon durch ihre regelmässige Höhe und durch ihre Gesteinsarten, dass ihr Material von den obern Teilen der Firnmulde durch die Gletscherbewegung gebracht wurde, aber von den Zufälligkeiten des über ihnen liegen-

den Gehänges weder nach Gesteinsart noch nach Verteilung abhängt. Viele Trümmer des Gehänges gelangen bis auf das Eis hinein, viele Trümmer des Eises rutschen an das Ufer hinaus. Nach meinen Beobachtungen, denen auch Herr Ingenieur Held für den Rhonegletscher sich anschliesst, entstehen die Ufermoränen vielmehr durch Aufstossen und Antreiben der Trümmer an das Ufer hinauf direkt auf der Randlinie des Gletschers in Zeiten hohen und wachsenden Gletscherstandes. Sie bleiben dort teilweise zurück, wenn das Eis in Zeiten des Schwindens unter ihnen abschmilzt und die Eisfläche sinkt. Ein Teil der Moräne rutscht dann auf den schwindenden Gletscher zurück, so dass die Ufermoräne auch gegen den Gletscher eine steile Böschung und oben eine scharfe Kante bildet. In Perioden des Schwindens der Gletscher finden wir nur die sog. Seitenmoränen im engern Sinne auf dem Eise, indem bei dem allmählichen Zurückweichen des Gletscherrandes keine anhaltende Anhäufung von Trümmern auf ein und derselben Uferlinie mehr eintritt. Bei dem gegenwärtigen kleinen Gletscherstande findet man fast an allen Gletschern grosse Ufermoränen aus den Jahren 1818 bis 1820, oder 1850 bis 1856 in hohen Kanten den jetzigen Gletscher um 10 bis 100 m überragen.

Die auf dem Gletscher ruhenden Seitenmoränen erheben sich durch den Schutz vor Ablation, den sie dem unterliegenden Eise in gewissem Grade bieten, bald immer mehr, breit und wallartig relativ über das schuttfreie Eis, sich dabei zugleich gegen dasselbe hin verbreiternd. Seitenmoränenwälle von 10 bis 20 m Höhe treten oft auf. Ufermoränen, durch und durch aus Schutt ohne Eiskern bestehend, kommen von 10, selbst von 30 bis 100 m Höhe (z. B. am Macugnagagletscher an der SO-Seite des Monte Rosa, Brenvagletscher und Miagegletscher am S-Abhang des Mont Blanc) vor. Die äussere Seite solcher Ufermoränen, die eine Reihe von Jahrzehnten alt sind, ist oft schon dicht bewachsen, während durch Zurücktreten des Gletschers die innern Flächen steile Böschungen in stets frischen Abbrüchen annehmen und

nur mit Gefahr oder gar nicht begangen werden können, wie dies zum Teil am Brenvagletscher der Fall ist. Die Ufermoränen am untern Teile des Brenva-, Miage- und Macugnagagletschers beweisen übrigens schon durch ihre Lage, abgetrennt von den Gehängen mitten im Thalboden draussen, dass sie nicht unmittelbar von den Steinschlägen des Ufers herrühren, sondern vom Eise hergetragen worden sind.

Wenn wir die Namen Ufermoräne und Seitenmoräne im engern Sinne beibehalten wollen, was sich durch den Formenkontrast beider sehr oft rechtfertigt, so müssen wir dabei im allgemeinen in der Ufermoräne die gehäufte, vom Eis zurückgelassene Seitenmoräne aus einer frühern Periode hohen Gletscherstandes, in der Seitenmoräne im engern Sinne die jetzt vom Eise thalwärts getragene oder aktuelle Seitenmoräne verstehen.

2. Die Mittelmoränen (moraines médianes, moraines superficielles, bandes, Gufferlinien) bilden bald gewaltige Dämme, bald nur schmale, scharf begrenzte Trümmerlinien oder Streifen und oft Reihen von wie sorgfältig künstlich hintereinander gelegten einzelnen Steinen. Sie laufen untereinander meistens genau parallel, sie bleiben ziemlich scharf begrenzt und machen alle Biegungen des Thales, denen der Eisstrom sich anschmiegt, mit. Verfolgt man eine Mittelmoräne aufwärts, so gelangt man im einen Fall an das Ende eines Berggrates, eine Vereinigungsstelle zweier vergletscherter Thäler, und beobachtet hier, wie die rechte Seitenmoräne eines linken Zuflusses mit der linken Seitenmoräne eines rechtsseitigen Zuflusses sich zu einer Mittelmoräne des zusammengesetzten Gletschers allmählich vereinigen. Erst bilden sie zwei Schuttwälle nebeneinander, allmählich verschmelzen beide in einen Schuttwall, allein unter deutlicher Scheidung der vielleicht verschiedenen Gesteinsarten. In anderen Fällen trifft man am Beginn einer Mittelmoräne auf einen Felsvorsprung, der direkt durch seine Abwitterung die Mittelmoräne nährt, während die beiderseitigen Gletscherzuflüsse noch keine fertig ausgebildeten Seitenmoränen zur Vereinigung mitbringen.

Manche Mittelmoränen werden an der Firnlinie oder noch etwas höher mitten im Gletscher zuerst sichtbar. Sie stammen eigentlich aus dem Gebiet der Firnmulde, von irgend einem Scheidegrat zwischen verschiedenen sammelnden Abteilungen oder Bassins der Firnmulde. An ihrer Entstehung aber werden sie vorweg wieder mit Schnee und Firn eingedeckt, sie liegen zunächst im Firn und Firneis als innere Moränen vergraben und erscheinen sichtbar thalwärts erst allmählich an der Oberfläche durch Ablation der verhüllenden Firn- und Eislagen.

Zwei zusammenfliessende Gletscher oder Firnmulden ergeben einen zusammengesetzten Gletscher mit einer Mittelmoräne, drei zusammenfliessende Teile einen Gletscher mit zwei Mittelmoränen. Für jeden weitern Gletscherarm, der sich dazu gesellt, vermehrt sich auch die Zahl der Mittelmoränen um eins, so dass ein aus n-Wurzeln zusammenlaufender Gletscherstamm im allgemeinen n — 1 Mittelmoränen aufweist.

Es gibt Bildungsherde für Mittelmoränen, die nur zur Zeit stärkster Zertrümmerung des Gesteins (im Frühling) oder nur ganz unregelmässig nach längern Zwischenzeiten als solche thätig sind. Dieselben liefern Mittelmoränen mit regelmässigen Unterbrechungen, die „moraines passagères“ oder moraines d'éboulement (Charp. Agass.) oder nur vereinzelte, auf lange Strecken unterbrochene Moränenhaufen.

Weil auch noch in den hohen Regionen der Alpen die Thäler und Thalkessel meistens nach oben sich verzweigen, so sind die meisten grossen Thalgletscher zusammengesetzt und geben Mittelmoränen. Das Gleiche gilt von den Gletschern von Neuseeland und vom Himalaya. In Skandinavien sind die Gletscher mit Mittelmoränen, der Gebirgsgestaltung entsprechend, in der Minderzahl.

Wenn zwei zusammenfliessende Gletscher ungleich stark sind, so drängt der stärkere den schwächern gegen die Seite, wodurch die Mittelmoräne schiefen Verlauf erhält. Der Winkel, unter welchem beide Teile zusammenfliessen, kommt hierbei in Betracht.

Ist zwischen zwei starke Eisströme ein dritter, viel

schwächerer eingeklemmt, so wird derselbe derart in eine Lamelle zusammengequetscht, dass schon nach geringer Verbreiterung die beiderseitigen Mittelmoränen sich berühren und der eingeklemmte ganz ausgekeilt oder überwältigt erscheint (Beispiele vom Unteraar-, Gorner- und Aletschgletscher). Wo der Gletscher an Breite gewinnt, werden auch die Moränen breiter, wo er zusammengedrängt wird, geschieht dies auch mit den Moränen. Im allgemeinen machen eben die Moränentrümmer die Bewegung des unterliegenden Eises mit. Ausserdem aber verbreitern sich thalauswärts die Mittelmoränen stetig durch seitliches Abrutschen nach den durch stärkere Ablation daneben gebildeten Vertiefungen. Unter der gewaltigen Mittelmoräne liegt ein Eiswall versteckt, der nur durch eine 30 bis 50 cm, selten 1 m dicke Schuttschichte bedeckt ist. Die grosse Mittelmoräne des Aargletschers erhebt sich (Agassiz) per Jahr um etwa 0,7 m über das umgebende Eis und verbreitert sich gleichzeitig um etwa 4 m, während einer Thalwärtsbewegung von ca. 70 m. Die seitliche Böschung des Mittelmoränenwalles beträgt 18 bis 20°. Bei trümmerreichen Gletschern verbreitern sich die Seiten- und Mittelmoränen bis zur Berührung und bilden dann eine ziemlich gleichmässige, das Eis überall verhüllende und gleichmässig schützende Schuttdecke (Unteraargletscher, Zmuttgletscher, Zinalgletscher, Miagegletscher, Tasmannglacier auf Neuseeland, Biafo-, Baltora- etc. Gletscher in Hochasien etc.). Die Mittelmoräne des Unteraargletschers erhält allmählich eine Höhe von 42 m und eine Breite, die gegen das Ende auf mehr als 200 m wächst.

Schon aus grosser Entfernung sieht man oft, dass die verschiedenen Mittelmoränen auffallend verschiedene Farben haben, was auf verschiedene Gesteine an ihren Bildungsherden hinweist. Selbst innerhalb einer Mittelmoräne und da, wo der ganze Gletscher mit Schutt überdeckt ist, hält die regelmässige streifenförmige Anordnung der verschiedenen Gesteinsarten an. Die Moränen verbreitern sich nur bis zur Berührung, nicht bis

zur Mischung. Wie die Eisteile der verschiedenen Zuflüsse sich nicht durcheinander mengen, ebensowenig geschieht dies mit dem ihnen ruhig aufliegenden Schutte, der nun nach der Verbreitung bis zur Berührung keine Veranlassung mehr hat, nach stärker abschmelzenden Eisstreifen hinabzusinken, da alle gleichmässig geschützt sind. Beim Aargletscher z. B. besteht die linke Hälfte der Mittelmoräne aus dunkeln glimmerreichen, hie und da Hornblende führenden plattigen Gneisen und Glimmerschiefern, die rechte Hälfte aus scharfkantigen massigen Blöcken von fast weissem Granite, während eine kleinere Mittelmoräne des Finsteraarzuflusses durch rostgelbe Anwitterungsfarben des Granitgneises schon von weitem in die Augen springt. In der gleichmässigen geschlossenen Schuttdecke gegen das Ende hin sind diese Zonen leicht zu sehen. Der Puntaiglasgletscher an der Südseite der Tödigruppe hat eine dunkel grünschwarze syenitische und granitische rechte Seitenmoräne; dann folgt eine erste Mittelmoräne aus titanitreichem Syenit; weiter links kommt eine solche aus hell gelbrotem Rötidolomit mit etwas Eisenoolit des Dogger, dann mehrere von blauschwarzem, hellgrau anwitterndem Hochgebirgskalk (Malm der Centralalpen) und eine linke Seitenmoräne, die aus Puntaiglasgranit, Verrucano und allen Sedimenten von Rötidolomit bis zum Nummulitenkalk gemischt besteht. Die verschiedenen Moränenzonen mischen sich nicht; wir finden sie auf dem Gletscher nach den Gesteinsarten von rechts nach links in der gleichen Reihenfolge angeordnet, wie im Sammelgebiete die Ursprungsstellen der Gesteinsarten von rechts nach links aufeinander folgen. Kein Stück der rechten Thalseite ist auf die linke gelangt, kein Stück der Mitte an den Rand oder vom Rand an die Mitte. Da gewöhnlich die Nährgebiete der Mittelmoränen enger beschränkt sind als diejenigen der Seitenmoränen, so sind die erstern meistens auch bloss aus einer oder wenigen, die letztern aus einer Mischung von mannigfaltigern Gesteinsarten gebildet.

Bildet ein Gletscher mit Mittelmoränen einen Glet-

schersturz, so fallen die meisten Moränentrümmer in die Spalten, nur wenig Schutt bleibt auf den Eisrippen zwischen denselben liegen: die Moräne ist dem Auge fast verschwunden. Da aber die Klüfte meist nicht bis an den Grund gehen, nimmt die Ablation bald die verhüllenden Eispartieen wieder weg und die verborgene Mittelmoräne erscheint abermals auf der Eisoberfläche, wenn auch in etwas weniger scharfer Begrenzung.

Wie die Seitenmoränen, so bestehen auch die Mittelmoränen aus Trümmern aller Dimensionen, vom feinen Verwitterungsschlamm und Sand bis zu den gewaltigsten Blöcken. Alles ist regellos durcheinander geworfen, die Blöcke sind eckig und scharfkantig. Sie behalten diese Form bei, denn der Gletscher trägt sie ruhig, er rollt sie nicht und die wenigen einzelnen Verschiebungen, welche durch Bildung von Gletschertischen und seitliches Auseinanderrutschen etwa entstehen, reichen nicht aus, die Kanten und Ecken merklich zu stören.

B. Die Grundmoräne und ihre Wirkungen.

Auch unter dem Gletscher liegt Felsschutt. Man nennt denselben moraine profonde (Ch. Martins), couche de bone (Agassiz), Grundmoräne.

Bald liegt der Gletscher dicht am Felsgrunde an, bald schmilzt er stellenweise, besonders im untern Teile aus oder schliesst sonst hinter Felsecken und in Rinnen der Thalwand nicht am Grunde an, so dass man kriechend oft weit unter dem Gletscher vordringen kann, während daneben das Eis der Felswand dicht angedrückt liegt. Endlich kann der Untergrund des Gletschers zu Tage untersucht werden nach Perioden starken Schwindens der Gletscher.

Man findet bei solchen Klettereien unter dem Eise an den Thalwänden zunächst zwischen der Felsfläche und der Eiswand eine dünne nasse Schicht von feinem Schlamm und Sand, ferner im Eise eingebacken, von

demselben gewissermassen „gefasst“ [1]), einzelne Gesteinsstücke verschiedener Dimensionen, meistens vom Sandkorn bis zum Kubikmeter grossen, seltener bis mehrere oder viele Kubikmeter grossen Blocke. Tiefer im Eise drin finden sich oft noch viele eingeschlossene Steine und Sandkörner, wie man dies an der durchsichtigen Unterfläche des Eises manchmal beobachten kann. Entblösst man die Thalwand vom Eise und wäscht den Schlamm ab, so findet man die Felsfläche glatt abgerundet und mit zahllosen feinern und gröbern Ritzen und Furchen oder Schrammen versehen, welche im allgemeinen in der Thalrichtung laufen. Einzelne Schrammen haben oft 1, 2, 3 und noch mehr Meter Länge. Es glückt hie und da, thalwärts die Schramme an einem im Gletscher eingebackenen, mit scharfer Ecke gegen die Thalwand drückenden Steinstücke endigen zu sehen (Agassiz, Escher), oder in den Schrammen noch einzelne Splitter der ritzenden Steine zu finden (Forbes). So beobachtet man direkt, wie die zwischen Gletscher und Fels eingeklemmten Steinstücke die Arbeit der Abschleifung und Schrammung vollführen und wie hierdurch ein Schleifschlamm entsteht, der sich zwischen Eis und Fels verbreitert.

Aber nicht nur die Thalwand, sondern auch die eingeklemmten Felsstücke werden abgerieben, geglättet und geschrammt, wie ja stets, selbst bei sehr verschie-

---

[1]) Dies kann sehr häufig direkt gesehen werden. Die Gletscherforscher der 40er Jahre, ferner Escher, der Verfasser, in Spitzbergen Höfer, Nordenskjöld etc. und gewiss noch viele andere haben dies häufig beobachtet. Es handelt sich hier nicht um eine „durchaus irrige Vorstellung“, wie Penck (Vergletscherung der deutschen Alpen, S. 37) meint. Ferner kann man direkt sehen, dass diese Stücke dennoch sehr oft Gelegenheit zu Stellungsveränderungen haben. Es wäre wünschenswert, dass die zahlreichen Geologen, welche sich mit den Glacialerscheinungen beschäftigen, die einschlägigen Erscheinungen der jetzigen Gletscher sich etwas mehr ansehen würden. Manche einseitige Uebertreibung und allzu schematische Vorstellung wäre vermieden worden und ihre in vielen Richtungen so wertvollen und guten Beobachtungen hätten an präciser Deutung wesentlich gewonnen.

dener Härte, beide von zwei aneinander sich reibenden Körpern Abnutzung erleiden. Von den Thalwänden gegen den flachern Untergrund des Gletschers hin finden wir, besonders in Vertiefungen desselben, eine stärkere, zähe Schlamm- und Sandschicht unter dem Gletscher, und in derselben stecken zahllose geritzte Geschiebe eingebacken. Die Geologen französischer Zunge nennen diese häufige und normale Abänderung der Grundmoräne sehr bezeichnend „béton glaciaire“, die deutschen „Geschiebelehm“ oder „Geschiebemergel“.

Dass die Grundmoräne als Ganzes fortbewegt werde, ist in der Weise, wie dies Penck annimmt, unter aktuellen Gletschern niemals zu beobachten, und ist wohl nur richtig für diejenigen Stellen, wo sie sehr dünn ist, wo lokal ein zeitweises Zusammenfrieren mit dem Gletscher eintreten konnte, oder wo andere ausnahmsweise Umstände dies befördern. An ein und derselben Stelle arbeitet der Gletscher das eine Mal mit wenigen Steinen direkt auf dem Felsgrund, in einer veränderten Periode bleibt dort die Grundmoräne fest liegen. Bei der Bildung der letztern ist nicht immer das feste Eis ausschliesslich thätig, sondern die Gletscherwasser sind geschäftig, die einzelnen Felstrümmer, sobald sie vom Eise frei werden, mit Schlamm und Sand zu umkitten. Der Gletscher schreitet an manchen Orten und zeitweise über die Grundmoräne hinweg, während sie sich schichtig allmählich stets mächtiger unter ihm anhäuft; zu anderer Zeit oder an anderen Orten wird die Grundmoräne wieder allmählich vom Eise ausgeschürft oder von den Schmelzwassern weggewaschen. Bildung und Bewegung der Grundmoräne ist viel unregelmässiger nach Ort und Zeit, als der Gang der Obermoränen; zur Gletscherwirkung gesellt sich diejenige des Schmelzwassers unter dem Gletscher. Die Untergletscherwasser trüben sich mit dem feinen Schleifschlamm und Schleifsande, der Gletscherbach tritt trübe aus dem Gletscher hervor.

Das ist die Erscheinung der Grundmoräne, wie sie bei den alpinen und in ähnlicher Weise auch bei den anderen Gletschern wahrgenommen werden kann. Wir

haben die einzelnen Momente noch etwas eingehender zu betrachten.

Dass der Gletscherkörper, wo er dem Thalgrunde anliegt, einen bedeutenden Druck ausübt, unterliegt keinem Zweifel. Die blosse Last des Eises berechnet sich beim Unteraargletscher, beim Aletschgletscher, Gornergletscher und ähnlichen im Mittel auf 2 bis 4 Tonnen auf den dcm² der Grundfläche, bei den grönländischen Ausläufern des Binneneises auf 7 und 8 Tonnen. Auch direkte Beobachtungen stehen zu Gebote: Am Rande des Aargletschers gerieten im Winter 1844 einige Balken unter den Gletscher. Schon im August 1845 kamen sie wieder zum Vorschein, allein vollkommen in kleine Büschel von Holzfasern zerquetscht. Es wurde von Kuhn (1779) beobachtet, wie am Mattenberggletscher ein grosser Granitblock, zwischen Eis und Fels eingeklemmt, in wenigen Wochen in Stücke zerfiel, von denen keines mehr „einen Kubikfuss“ hielt. Dass unter solchem Drucke bald die Trümmer in das Eis eindringen und dann an der Thalwand arbeiten wie in einer Fassung, ist bei der Plasticität des Eises selbstverständlich. Weichere Trümmer werden völlig zermalmt oder ziemlich bald gänzlich zu Sand und Schlamm verschliffen, festere erst an den Ecken abgerieben, dann gänzlich zugerundet, nicht selten findet man an den aktuellen Gletschern wie in den alten Glacialbildungen (H. Credner, Zeitschrift der deutschen geol. Ges., 1879, S. 28) solche „Scheuersteine“, welche bloss auf einer, zwei oder drei Flächen angeschliffen und geschrammt sind, andere sind ringsum gerundet und geschliffen. Die Grundmoränen enthalten nur selten ganz grosse Blöcke, wie sie bei den Oberflächenmoränen so häufig sind, und sie enthalten dieselben nur, wenn sehr resistenzfähige Steine vorhanden sind. Teils ist die Zerkleinerung durch Druck und Abschleifen daran schuld, teils können überhaupt grosse Blöcke weniger leicht einen Weg unter den Gletscher finden, als kleinere. Wo am untern Ende des Gletschers allmählich die Grundmoräne aussgestossen wird, hat eine Sichtung des Materials in der Weise stattgefunden, dass

der Prozentsatz der Trümmer festerer Gesteinsarten viel grösser ist als bei den Moränen der Oberfläche und der feine Schleifschlamm sich angehäuft hat.

Wie beim Flusse nicht das Wasser selbst Felsgrund und Geschiebe abnutzt und in Sand und Schlamm zerreibt, sondern nur als der Motor wirkt und Geschiebe und Thalgrund gegenseitig als die vom Wasser in Gang gebrachten Feilen oder Schleifsteine wirken, so greift das Gletschereis selbst weder Gesteinsbrocken noch Felsgrund merklich an, wohl aber drückt es dieselben aneinander und bewegt dabei die erstern über den letztern im Sinne der Thalrichtung. Der Gletscher stellt einen grossartigen Schleifapparat dar.

Der durch das Abreiben sich bildende feine Schlamm wirkt nun als Polierschlamm. Die Steinstücke wie der Felsgrund werden, wenn sie aus feinkörnigen, homogenen Materialien bestehen, an vorspringenden Teilen spiegelglänzend, streifig poliert, und in die Politur reissen wieder Schrammen sich ein. Bei harten Gesteinen, wie Gneis, Granit, Quarzit etc., wird die Politur besser ausgebildet, bei weniger harten, wie Kalkstein, Dolomit etc., werden die Schrammen tiefer und stärker. Ferner wird das gleiche Gestein als anstehender Fels besser poliert, wenn die Grundmoräne fast nur aus feinem Schlamm besteht, wie dies gegen das Ende langer Gletscher der Fall ist, hingegen mehr geschrammt, wenn in der Grundmoräne grössere Gesteinsbrocken vorherrschen. Man sieht den Furchen, die z. B. in Kalkstein oder Dolomit gegraben worden sind, den furchtbaren Druck an, der bei ihrer Bildung thätig gewesen ist. In dunkeln Kalksteinen sind die Schrammen oft 1 bis 2 mm breit und stark weisslich, herrührend von einer tiefer eingedrungenen Desagregation der Teilchen. Ist das eine Gestein härter, so werden die Schrammen schmäler und tiefer, oft als ob sie mit einem Diamant geschnitten wären. An den felsigen Thalwänden lassen sich oft einzelne Schrammen bis auf 10 m Länge verfolgen. In grobkörnigen, unhomogenen Gesteinen (grobe Sandsteine, Konglomerate, z. B. Sernifit) bilden sich weder Politur noch Schrammen fein und scharf

aus, es entstehen nur uneben gerundete, rauh gefurchte Flächen. Abgesehen von solchen kleinern Modifikationen, findet sich der Gletscherschliff in ähnlicher Weise bei den verschiedensten Gesteinsarten und Gesteinsstrukturen ausgebildet. Wir sehen ihn auf Schichtflächen genau so vollkommen wie auf Schichtköpfen. Seine Glättungen und Schrammen sind sogar dann bei stark schiefrigen Gesteinen noch deutlich ausgeprägt, wenn die Oberfläche die Schieferungsköpfe in ungünstigem Winkel schneidet.

Ausser der Politur und den feinen Schrammen kommen bei den verschiedensten Gesteinen noch breitere Furchen zur Ausbildung, in welchen wieder feinere eingegraben sein können, so dass der ganze Gletschergrund im grossen wie im kleinen parallel gestreift ist. Es werden auch Furchen gefunden, die aussehen, als ob ein Hohleisen regelmässig intermittierend eingesetzt hätte.

Die Grundmoränentrümmer, da sie, zwischen Eis und Fels eingeklemmt, oft ihre Lage verändern, indem sie gewaltsam gedreht werden, erhalten Schrammen in verschiedenen sich kreuzenden Richtungen auf der gleichen Fläche, oder die eine Schrammrichtung herrscht auf der einen, eine andere auf einer anderen Fläche vor. Die Schrammen an den Grundmoränenblöcken sind meistens kurz. Im Gegensatz hiermit wird die fixe Thalwand mehr parallel geschrammt. Ihre Schrammen sind länger und bilden in der Regel nur ganz spitze Winkel untereinander, welche geringen Abweichungen von der Parallelität teils durch Drehungen und Verschiebungen der schrammenden Blöcke, teils durch nicht stets exakt gleiche Bewegungsrichtung des Gletschers bedingt sein können. Die Grundmoränentrümmer der linken und rechten Seite wie der mittlern Zonen an der Unterfläche des Gletschers werden thalwärts geschoben, ohne sich zu mischen, so dass in der Grundmoräne ähnlich wie in den Obermoränen die Sonderung der Gesteinsarten nach der Herkunft sich geltend macht. Die Bäche unter dem Gletscher können Unregelmässigkeiten erzeugen.

Am stärksten greift der Gletscher die Vorsprünge in seinem Bette an und rundet dieselben zu konvexen, in der Thalrichtung länglichen Buckeln auf der Stossseite ab, während sie auf der thalabwärts gelegenen Seite (Leeseite, im „Gletscherschatten“) vor Abnutzung verschont bleiben und die ursprünglichen kantigen Verwitterungsgestalten beibehalten. Daran kann man stets, wenn der Gletscher später verschwunden ist, die Bewegungsrichtung des Gletschers mit Sicherheit erkennen, während die einzelnen Schrammen hierüber oft keine Sicherheit geben, da sie meistens nicht plötzlich tief eingreifen und auch allmählich auslaufen.

Lokale Abweichungen in der Schrammrichtung auf dem anstehenden Fels von der allgemeinen Thalrichtung kommen häufig vor und sind aus der lokalen Gestaltung erklärlich. Ueberhängende Felsen können durch den Auftrieb des Gletschers selbst auf ihrer Unterseite poliert und geritzt werden; wo das Eis an Felsen emporgedrängt wird, können steil aufsteigende Ritzen entstehen.

Ueberall, wo die Gletscher im Rückzuge begriffen sind, kommen unter ihnen die frisch geglätteten und geschrammten, abgerundeten Schliffflächen zum Vorschein. Der untere Grindelwaldgletscher wich 1865 so sehr zurück, dass der über 150 Jahre verdeckte und vergessene Marmorbruch wieder zum Vorschein kam. Behauene Quader, die unter dem Gletscher geschoben worden waren, zeigten sich an den Kanten und Ecken abgerundet und etwas geschrammt, aber mehr als 1 bis 2 mm ist nirgends abgeschliffen worden, denn noch überall sind die vertieften Spitzmeisselhiebe erhalten (E. v. Fellenberg, Jahrbuch des Schw. Alpenklubs, 1866). Gegenwärtig sind die Gletscher sehr klein. Schliffbuckel finden sich hie und da dicht vor dem jetzigen Ende. Neues Wachsen ist jetzt (1884) schon eingetreten oder steht nahe bevor. Man sollte nun an solchen Stellen in diesen Jahren Löcher von genau bestimmter Tiefe in die Schliffflächen bohren, bevor der Gletscher sie wieder bedeckt, um an der Tiefenabnahme derselben, wenn

nach einigen Jahrzehnten der Gletscher wieder zurückgewichen sein wird, einen Massstab für die Intensität der Gletscherschleifarbeit zu gewinnen. Solche Beobachtungen fehlen bisher.

C. Die Endmoräne und die Moränen des grönländischen Binneneises.

Durch die Ablation erscheinen nach und nach am Rande einzelne geglättete und geritzte Blöcke der Grundmoränen an der Oberfläche und mischen sich mit Schleifsand und -Schlamm den Seitenmoränen bei. Nach und nach vergrössert sich ihre Zahl. Ein grosser Teil der Grundmoräne wird endlich vom Gletscher an sein Ende ausgefegt. Da, wo der Gletscher ganz zusammengeschmolzen ist, mischen sich die Materialien der obern Moränen und der Grundmoräne, es entsteht die Endmoräne („Stirnwall", „moraine frontale"). Hier werden die Trümmer während langer Jahre übereinander geworfen in der Reihenfolge, wie sie auf und unter dem Gletscher hintereinander gelegen haben; es bildet sich ein mächtiger Schuttwall rings um das untere Ende des Gletschers herum. Weil das Gletscherende meist bogenförmig mit der konvexen Seite thalabwärts gekrümmt ist, so sind es auch die Endmoränen. Sie sind Anhäufungen von Trümmern, die die wichtige Eigenschaft mit den Seiten- und Mittelmoränen gemein haben, dass sie gar keine Spur von Sonderung ihres Materiales nach der Grösse zeigen. Da liegen nun mit den eckigen, scharfkantigen Blöcken auch fein gerundete, polierte, geschrammte Blöcke mit Schlamm und Sand zusammen, welche letztere alle Lücken zwischen den Trümmern ausfüllen und diese selbst umgeben. Insofern ist auch in den Endmoränen eine Trennung der verschiedenen Felsarten ausgesprochen, als ihre rechte Seite den Schutt der rechten, ihre linke den Schutt der linken Ober- und Grundmoränen enthält und ihre Mitte aus demjenigen der

Mittelmoränen in ihrer Reihenfolge gebildet ist. In einzelnen Teilen sind die gerundeten und geschrammten Blöcke seltener als in anderen. Im übrigen enthalten die Endmoränen eine Sammlung aller höher im Thale vorkommenden Gesteinsarten. Endmoränen von 30 bis 50, ja bis 100 m Höhe sind keine Seltenheit. Seitwärts fügen sie sich an die Seitenmoränen an und meist ungefähr in ihrer Mitte werden sie von dem Gletscherbach an einer oder oft auch an mehrern Stellen durchbrochen. Die Gletscherbäche und die Bäche von den Seiten des Thales wirken häufig auf die Bildung normaler Endmoränen störend ein. Endigt der Gletscher, was bei solchen zweiter Ordnung häufig ist, über einer Felswand, so stürzen die Moränentrümmer hinunter; dort vertritt dann ein Mittelding von Endmoräne und Schutthalde die erstere, ist aber als Gletscherschutt durch die geschrammten Blöcke deutlich gekennzeichnet. Bei den Endmoränen jetziger alpiner Gletscher übertrifft in der Regel das Obermoränenmaterial dem Quantum nach sehr bedeutend dasjenige der Grundmoräne; der umgekehrte Fall kommt indessen in den Alpen ebenfalls vor. Bei den äussersten Moränen der aus den Alpen stammenden Gletscher der „Eiszeit" (Quartärperiode) herrschen meistens die Grundmoränentrümmer, worunter viel ausgeschürfter Kies, vor; bei den innern spätern Moränen sind die grossen eckigen Blöcke weit gewöhnlicher. Sèvé gibt an, dass im Gebiete der Justedalsbraen (Norwegen) die Ufermoränen stärker seien als die Endmoränen, erstere oft 10 m, letztere selten 4 m hohe Wälle, ferner dass die Grundmoränen dem Quantum der Geschiebe nach in den Endmoränen stark vorherrschen. In den Alpen sind die Ufermoränen ebenfalls jetzt meist viel stärker als die Endmoränen.

In Grönland findet man oft auf weiten Strecken im Binneneise keine Obermoränen. An den Rändern der „Nunataker" aber sind Moränen überall vorhanden, sie umziehen dieselben. Diese Moränen des Binneneises erscheinen zum Teil schon, bevor das Eis die Felsklippe erreicht, sie bestehen aus lauter geschliffenen Steinen

und erhalten nur an der dichten Berührung etwas eckigen Zuschuss von den Felsklippen, abgesehen von Erde und Staub, die der Wind auf das Eis trägt. Die bezüglichen Untersuchungen der dänischen Expeditionen beweisen deutlich, dass dies alles in der Hauptsache Grundmoränen sind, welche in den untern Teilen des Eises eingefroren am Abhang der Nunataker mit dem Eise heraufkommen, und hier durch Ablation an der Oberfläche sich nach Art der Endmoränen häufen. Wo ein Arm des Binneneises zwischen den Gipfeln eines solchen Querkammes überfliesst und sich jenseits auf das Binneneis wieder ergiesst, treten sogar rings um den „Eisstrom auf dem Eisstrome“ diese Grundmoränen auf und häufen sich an der Stirn des „parasitischen“ Gletschers zu einer Art Endmoräne an.

Die Moränen bei den Nunatakern bleiben aber nicht auf dem Binneneise. Schon nach wenigen Kilometern Entfernung von den Nunatakern sind sie vollständig von der Oberfläche verschwunden. Die dänischen Forscher nehmen an, es geschehe dies durch successives Stürzen in Spalten und schliessliches Durcharbeiten an den Grund. Ich möchte eher die jenseits einer Klippe wieder hinabsinkende, verschlingende Bewegung des Eises als Ursache dafür annehmen. Die Blöcke kehren wieder an den Grund zurück.

Die Endmoränen der Binneneisausläufer, wo dieselben auf dem Festland münden, bestehen fast ganz aus ausgestossenen Grundmoränen. Dieselben sind indessen verhältnismässig nicht stark. Am Frederikshaabisblink, der ein 19 km breiter Ausläufer des Binneneises ist, zieht sich eine Endmoräne von 3 bis 5 m Höhe und 6½ m Breite (bloss!?) hin. Alle ihre Trümmer sind abgerundet, die meisten nur faustgross. Grosse Blöcke sind selten. Diese Moräne liegt auf einem Untergrunde, der eine Art Gletscherdelta ist, d. h. aus von den Bächen des Gletschers im Meere angespültem Moränenmaterial besteht.

Weit reicher an Moränen sind die kleinern selbständigen Gletscher der grönländischen Randzone. Oft sind sie so sehr mit Obermoränen bedeckt, dass man

weit darüber hinschreitet, ohne zu achten, dass man auf einem Gletscher steht. Es werden da Seitenmoränen und Endmoränen von 100 bis gegen 200 m Höhe (Gneis- und Basaltmoräne des Sermiarsutgletschers nach Helland 183 m hoch) aufgeführt.

Dieser bedeutende Moränenreichtum entspricht dem Umstand, dass abwitternde Gehänge diese Gletscher beherrschen, was beim Binneneise nicht der Fall ist. Zugleich geht aus dem Moränenreichtum dieser Gletscher im Vergleich zur Moränenarmut des Binneneises hervor, dass im allgemeinen die Gletscher zum überwiegendsten Teil ihre Moränen nicht vom Untergrunde, sondern von den überragenden Gehängen beziehen.

Dass die Obermoränen am Rande durch Ablation auch Grundmoränentrümmer allmählich beigemischt erhalten, haben wir schon angeführt. Gibt es vielleicht noch andere Wege, auf denen die Grundmoräne zur Obermoräne wird?

In älterer Zeit haben manche Physiker die volkstümliche Behauptung acceptiert, der Gletscher reinige sich innerlich selbst; indem er durch eine besondere Kraft alle eingeschlossenen Steine an die Oberfläche dränge. Hugi, Agassiz, Forbes, Martins haben sich mit der Frage beschäftigt, und das Resultat schien schliesslich dahin zu gehen, dass nur die Ablation die Trümmer an der Oberfläche frei mache, dass aber keine Trümmer durch das Eis hindurch wandern könnten.

In etwas veränderter Form steht aber die letztere Frage doch heute noch ungelöst vor uns. Sèvé behauptet (Le névé de Justedal et ses glaciers S. 44) aufs bestimmteste, dass manche Mittelmoränen dadurch entstehen, dass die zusammenfliessenden Gletscherarme an ihrem Kontakte Grundmoränentrümmer aufheben und aneinander hinaufdrängen, derart, dass dieselben unter Mitwirkung der Ablation allmählich als Mittelmoräne auf dem Eise erscheinen. Der Vorgang scheint mir um so eher denkbar, als es sich dabei nicht stets um Trümmer des tiefsten Gletscherbettes, sondern auch um solche handeln kann,

welche an den Seitenwänden der Gletscherarme eingeschlossen lagen. Solche Grundmoränenblöcke erscheinen ja auch allmählich in den Seitenmoränen durch Ablation — warum sollte dies nicht auch geschehen, wenn die eine Thalwand durch einen Nebengletscher gebildet wird?

In einer etwas anderen Weise ist mir durch Herrn Ingenieur Held diese Frage nahegelegt worden. Am untern Rhonegletscher erscheint mitten auf dem von Mittelmoränen ganz freien Eise, von einer scharf ausgesprochenen Ogivenkurve an abwärts eine Masse Sand, Schlamm und auch kleinere Steine, was nach Held den Eindruck machte, als seien diese Materialien vom Grunde aufgenommen. Man müsste sich in diesem Falle Verschiebungen im Eise nach den Flächen der Blaublätterstruktur denken, derart, dass durch relativen Stillstand der untern Eisschalen und Hinausdrängen der obern, die ja auch durch raschere Gletscherbewegung gekennzeichnet sind, die Unreinigkeiten heraufgeschleppt worden wären.

Am Mittelberggletscher in Tirol sah ich an mehrern Stellen längs einer Ogive im untern Teile feinen Schlamm in kleinen Strömen auf die Gletscheroberfläche langsam ausquellen. Sollte der Gletscher in gewissem Grade den Schutt seines Grundes, analog dem Aufwirbeln durch einen Fluss, heben können? Sollten einzelne Bewegungsfäden emporsteigen können, oder haben wir es hier mit dem Ausgehenden einer ausserordentlichen, durch einen einstigen kleinen Bergsturz auf den Firn bedingten Verunreinigung zu thun? Die Frage bedarf näherer Prüfung.

Ein Gegenstück hierzu würde das Versinken von Felsblöcken in das Eis auch ohne Mithilfe von Spalten und Eisschächten bilden. Je lebhafter das Eis fliesst, um so eher ist zu vermuten, dass ein schwerer aufliegender Gegenstand Gelegenheit und Möglichkeit finde, sich allmählich hinabzuarbeiten, wie wir dies bei anderen bewegten dickflüssigen Massen, beim Geschiebetransport, beim Sieben etc. sehen. Ob das Gleiche auf Gletschern vorkommt, ist noch unbestimmt. Ist das baldige Verschwinden der Obermoränen des grönländischen Binneneises nach einiger Entfernung von den Nunatakern, wo

sie sich meistens aus Grundmoränen bilden, ausschliesslich auf Sturz in Spalten zurückzuführen, so sollten sie durch Ablation in weniger zerspaltenen Regionen hie und da wieder an der Oberfläche erscheinen. Werden sie durch die Bewegung des Eises selbst wieder verschlungen, indem die Bewegungsfäden, welche an den Nunatakern emporgestiegen sind und die Trümmer an die Oberfläche gebracht haben, nachher wieder hinabsinken? Bei Experimenten mit dickflüssigen Massen beobachtet man mancherlei derart. Oder arbeiten sich die Trümmer durch ihr Gewicht langsam selbst durch die bewegte Eismasse hinab? Auch dies ist mir bei der Porosität jenes Eises, bei dessen rascherer Bewegung und geringerer Ablation, nicht von vornherein undenkbar, obschon unwahrscheinlich.

Zieht das Gletscherende sich zurück, oder richtiger ausgedrückt: schwindet es mehr ab als der Gletscher nachfliesst, so bleibt die Endmoräne liegen. Der Boden hinter derselben, der sog. Gletscherboden, wird mit Moränentrümmern bestreut, zeigt aber dazwischen vielfach den entblössten Felsgrund. Auf die Grundmoräne kommen eckige Blöcke zu liegen. Eine neue Endmoräne kann sich erst dann wieder bilden, wenn das Gletscherende einige Zeit stationär bleibt, oder der Gletscher wieder etwas vorrückt. Mehrfache Moränenwälle, wie man sie jetzt vor so vielen Gletschern gelagert findet, z. B. bei denen der Mont-Blanc-Gruppe zu 4 bis 5 an Zahl, sind immer ein Zeichen eines wiederholten, immer enger begrenzten und von Zeiten des Rückzuges unterbrochenen Vorrückens, oder doch Stillstandes. Teils freistehende verlassene, teils zerwühlte verstossene, teils frisch in Bildung begriffene Endmoränen umgeben das Ende oft mit einer völligen Schutthügellandschaft. Der äusserste Wall bezeichnet die grösste Länge, die der Gletscher je erreicht hat, der innerste die Grenze seines jüngsten Wachstums, oder seines jüngsten Stillstandes. Die Ufermoränen zeigen nicht so viel Abwechslung, weil Veränderungen im Stande des Gletschers dort viel weniger stark fühlbar werden als am Gletscherende.

D. Die Gletscherbäche und die vom Wasser beeinflussten Ablagerungen der Gletscher.

1. Geschiebegehalt der Gletscherbäche.

Der Zerreibungssand und -Schlamm der Grundmoräne trübt die unter dem Gletscher fliessenden Bäche, während die Schmelzwasser der Oberfläche klar sind. Je nach den Gesteinen, durch deren Abreiben der Schlamm entstanden ist, hat er eine verschiedene Farbe und diese bedingt die Farbe des Gletscherbaches. Sehr häufig, namentlich in granitischem Gebirge, ist er weisslich, dann nennen die Aelpler das Gletscherwasser „Gletschermilch". Hat er sich von glimmerhaltigen Felsen gebildet, so ist er oft erfüllt mit glänzenden Glimmerschüppchen, die im bewegten Wasser im Sonnenlicht ein eigentümliches Schillern erzeugen. Amphibolite, dunkle Kalke etc. geben fast schwarzen, andere Gesteine mehr braunen Gletscherschlamm.

Ein Teil des Schlammes bleibt seiner ausserordentlichen Feinheit wegen sehr lange suspendiert. Nach anhaltender heisser Trockenheit erkennt man die Flüsse, welche Gletscherbäche aufnehmen, stets schon aus der Entfernung an ihrer starken Trübung, die optisch im Verhältnis zu ihrem Quantum sehr wirksam ist. Die obern Teile der Seen und Fjorde, in welche solche Flüsse münden, werden im Sommer milchig bis gelbweiss. Ein ausgezeichnetes Beispiel bietet der Lago bianco auf Bernina. Allmählich wird die Trübung durch Absatz der gröbern Teile feiner. Eine solche im Glase vom Auge nicht mehr sichtbare Trübung, welche an Stelle der dunklen und düstern Farbe des ganz klaren Winterwassers der Alpenseen tritt, erzeugt im Sommer das in der Sonne so glänzende prachtvolle Grünblau. Im Sognefjord, im Vierwaldstättersee, Genfersee, den Oberengadiner Seen etc. lässt sich diese feine Gletscherschlammtrübung dann bis gegen ihre Mündung und in die Ausflüsse hinab erkennen.

Dollfuss bestimmte den Schlammgehalt der Aare am

Austritt aus dem Unteraargletscher in den Monaten Juli und August (1841 bis 1845) im Mittel zu 142 gr. in 1 cbm, das ist = $^1/_{7040}$ des Wassergewichtes. Im Tag bei 1 150 000 m³ Gletscherwasser steigt der Schlammtransport auf ca. 163 000 kgr., was ungefähr 60 m³ Gneisgranit in zerriebenem Zustande gleichkommt. In diese Monate fällt das Maximum des Schlammtransportes, indem dann sowohl der Schlammgehalt der Wassereinheit als auch die Wassermenge am grössten ist. Für das ganze Jahr dürfen wir für den Unteraarbach höchstens einen Transport von Gletscherschlamm entsprechend ungefähr 6000 m³ Gestein und dies höchstens gleich $^1/_{20000}$ des Wassergewichtes ansetzen. Der Gehalt an chemisch gelösten Bestandteilen ist bei den Gletscherbächen bedeutend geringer als bei den gewöhnlichen Flüssen (Schlagintweit), und viel kleiner noch als bei den Quellen. Am Hüfigletscherbach habe ich um Mittagszeit im Juni und Juli bis zu $^1/_{6000}$, im September $^1/_{180000}$, am Fornogletscherbach im Juni nur etwa $^1/_{250000}$ Schlamm gefunden.

Eine Reihe interessanter Bestimmungen derart verdanken wir Helland. Derselbe fand:

			Gramm Schlamm in 1 m³ Wasser
1. Grönland:			
Ausfluss des Jacobshavngletscher . . .	1875	Juli 9	104
„ „ Alangordleckgletscher . .		„ 10	2374
„ „ Ilartdlekgletscher		„ 17	723
„ „ Tuaparsuitgletscher . . .		Aug. 6	678
„ „ Umiatorfikgletscher . . .		„ 20	75
„ „ Assakakgletscher		„ 21	208
„ „ Kangerdlugssuakgletscher .		„ 11	278
2. Norwegen:			
Boiumgletscher, Westausfluss	1874	Juni 23	88
„ „		Juli 30	309
„ Ostausfluss		„ 23	59
„ „		„ 30	159
Suphellagletscher, grosser Ausfluss . .		Juni 24	33
„ „ „ . .		Juli 30	113
„ kleiner „ . .		Juni 24	72
Langedalgletscherbach		Juli 6	513
Austerdalgletscherbach		„ 6	56
Brixdalgletscherbach		„ 16	77
Mittel der Sommermonate			147,9

Die nahe Uebereinstimmung dieser Zahl mit dem Sommermittel des Aargletscherbaches muss in hohem Masse auffallen. Helland berechnet ferner den Gletscherschlamm der gesamten Justedalsbräen für einen Julitag auf 2 000 000 kgr. für das ganze Jahr auf 180 000 000 kgr. = 69000 m^3 Fels = $(41\ m)^3$, was wiederum einem mittlern Schlammtransport des ganzen Jahres von höchstens $^1/_{20000}$ entspricht. Für Grönland kommen wir auf etwas höhere Beträge.

Wer die Gletscherbäche im Sommer stets trübe sieht, wenn andere Wasser hell dahinfliessen, wer nur bei schönem Wetter im Gebirge herumsteigt, der kann mit Penck (Mitt. d. Vereins für Erdkunde, Leipzig 1879, S. 16) durch den momentanen oberflächlichen Augenschein zu dem Irrtum verleitet werden, dass unter den Gletschern eine viel intensivere Erosion stattfinde als in den nicht vergletscherten Gebieten. Der Gletscherschlamm erzeugt durch seine feine Zerteilung eine verhältnismässig starke optische Wirkung. Allein wer im Gebirge bei heftigem Regenwetter nicht unter Dach geblieben ist, kommt zu ganz anderen Schlüssen. Die nicht vergletscherten Thalsysteme liefern ihr Geschiebe nur periodisch, allein ein einziger Tag Geschiebetransport leistet dann mehr, als die gleiche Grundfläche eines vergletscherten Gebirges in mehrern Jahren zu leisten vermag. Wir besitzen schon eine Menge von Messungen, welche uns beweisen, dass die gewöhnlichen Wildbäche der Alpen, deren Sammelgebiet nur $^1/_{10}$ so gross wie dasjenige des Unteraargletschers ist, bei Anschwellungen, wie sie alljährlich wiederholt im normalen Gang der Natur auftreten, in einem oder zwei Tagen 10 000 bis 100 000 m^3 Geschiebe in die Thalflächen hinausführen, und dass Fälle gar nicht selten sind (wie z. B. 1868 Zafragiatobel, Nolla und andere in Graubündten, 1877 Torrent d'Evionnax im Wallis etc.), wo solche Wildbäche in wenigen Tagen 1 und 2, sogar 3 Millionen m^3 Geschiebe auf den Schuttkegel und in Hauptflüsse oder Seen werfen. Dazu kommen noch ausserhalb den Wildbachgebieten alljährlich zahlreiche Rutschungen, kleinere

und grössere Bergstürze von wenigen tausend bis zu vielen Millionen Kubikmetern. Der Gehalt an Schlamm und Sand, abgesehen vom groben Geschiebe, beträgt bei gewöhnlichen Anschwellungen von Gebirgsflüssen und Bächen nach verschiedenen zum Teil eigenen Messungen $^1/_{125}$ bis $^1/_{50}$, im Mittel etwa $^1/_{100}$. Fassen wir grössere Gebiete mit im Mittel geringerer Ausspülung und nicht einzelne Hochwasser, sondern eine ganze Reihe von Jahren ins Auge, so finden wir auch da noch weit grössere Mittelzahlen für den Geschiebetransport, als bei den Gletscherbächen im speciellen, die doch der Region starker Abwitterung und steiler Böschungen angehören. So ergab sich als Mittel aus 27 Jahren allein für grobes, direkt an der Mündung bleibendes Geschiebe, abgesehen vom feinen, entfernter sich verteilenden und zum Teil von Gletschern herrührenden Schlamm für die Reuss bei ihrer Mündung in den Vierwaldstättersee mehr als $^1/_{1500}$ Gewichtsteile gröbere Geschiebe. Dies ist ein jährlicher Abtrag von 242 m^3 per Quadratkilometer Sammelgebiet. Für die Linth, als ebenfalls vieljähriges Mittel bei ihrer Mündung in den Walensee, ergibt sich etwa $^1/_{2500}$ Geschiebe. Der Geschiebe- und Schlammtransport der Gletscherbäche ist also sehr viel geringer, geradezu verschwindend gegenüber demjenigen der gewöhnlichen Bäche und Flüsse.

Freilich drückt der Schlamm des Gletscherbaches nicht den gesamten Geschiebetransport durch den Gletscher aus. Es kommt noch die sich allmählich häufende Endmoräne und Geschiebe derselben hinzu, das als gröberes Material vom Gletscherbach transportiert wird. Allein gerade auf den steten, aber wie wir gesehen haben, hundertmal geringern Schlammtransport haben diejenigen vielfach sich gestützt, welche die Eiserosion für kräftiger als Wassererosion erklären wollten. Wir sehen, wie grosse Gletscher an vom Gletscherbach ungestörten Stellen allmählich hohe Endmoränen aufhäufen; allein die erst im Verlaufe von mehrern Jahrzehnten angehäuften Endmoränen sind ihrem Volumen nach stets sehr unbedeutend im Vergleich zu den Geschiebemassen,

welche Wildbäche mit Sammelgebieten ähnlicher Dimensionen in die tiefern Regionen führen. Ich kann das Volumen der grössten Endmoränen, die sich seit 1800 angehäuft haben, fast nirgends an den mir bekannten Gletschern über 200 000 bis 500 000 m^3 finden; sehr oft liegt es unter 100 000 m^3, während ein Wildbachgebiet in gleicher Zeit von gleicher Sammelfläche wenigstens hundertmal so viel Geschiebe an seinen Schuttkegel und Hauptfluss bringt und verteilt.

Dass die Gletschererosion fast verschwindend gering ist im Vergleich zu der Erosion durch Wasser, geht ferner aus zahlreichen anderen Thatsachen direkt hervor, auf die wir später eintreten werden. In richtiger Würdigung der Thatsachen hört man denn auch oft die Bergbewohner Gletscherbäche als „zahme“ Wasser den Wildbächen entgegenstellen.

2. Gletscherbachalluvionen.

Schon unter dem Gletscher in der Grundmoräne hat Wasser neben Eis seinen Einfluss geübt. Der Gletscherabfluss muss die Endmoräne durchbrechen. Er verbreitet ihre Geschiebe, nimmt sie da weg, lagert sie dort ab und imprägniert alles mit feinem Sand und Schlamm. In hundertfältigen Zerteilungen überströmen oft die Gletscherbäche ausgedehnte, kahle Geschiebegründe am untern Ende der Gletscher. Solche Geschiebealluvionen finden wir z. B. vor dem Unteraargletscher, Roseggletscher, Rhonegletscher, Hüfigletscher, Segnesgletscher und zahlreichen anderen. Sie sind um so mehr schuttkegelartig geneigt, je kleiner der Gletscherbach, um so flacher, je stärker derselbe ist. In noch viel ausgedehnterem Masse finden sich diese Gletscherbachablagerungen an anderen Orten, wie in Island, in Grönland (Siorakebene vor dem Frederikshaabgletscher etc.). Die Ablagerungen werden noch mehr befördert, wenn Gletscherwasser mit Moränengeschieben in ein Seebecken tritt.

In diesen Fällen finden wir alle Uebergänge von der Grundmoräne, den im allgemeinen ungeschichteten

Schuttmassen, zu den normalen Flussablagerungen. Mit Zunahme des Wassertransportes nimmt allmählich das Charakteristische der Moränen ab, dasjenige der Flussablagerungen zu. Eis- und Wasserwirkung mischen sich. Einerseits kommen mitten zwischen den Moränen oder selbst in denselben unregelmässig geschichtete Partien vor, andererseits finden wir noch im deutlich Geschichteten eckige Stücke neben geschrammten rundlichen und neben solchen, welche den Charakter der Flussgerölle haben. Mit zunehmender Wasserwirkung macht sich der Uebergang wie folgt:

a) Am raschesten entsteht die Schichtung, d. h. Sonderung nach der Grösse und den Anschwemmungsperioden.

b) Je mehr wir uns vom Gletscher entfernen, desto mehr trennen sich grobe Geschiebe und feineres Material, desto spärlicher wird die Mengung desselben, desto mehr finden wir den Schlamm nur in geschützten Winkeln und Seebecken (z. B. Lago bianco Bernina) gesondert und konzentriert abgelagert.

c) Gleichzeitig vermischen sich Geschiebe von der linken Thalseite mit solchen von der rechten, die Sonderung nach der Herkunft geht mehr und mehr verloren.

d) Allmählich verwischen sich die charakteristischen Schrammen der Grundmoränengeschiebe. Bei Kalkgeschieben genügt hierzu nach Beobachtungen von Martins schon ein Bachtransport auf 300 m Distanz, bei festern Gesteinen auf 500 bis 1500 m von dem Orte, wo der Gletscher das Geschiebe zurückgelassen hat. Gekritzte Geschiebe in Flussablagerungen beweisen also stets die einstige Nähe des Gletschers, vorausgesetzt, dass kein Treibeistransport mitgewirkt hat.

e) Die eckigen Trümmer der Obermoränen, welche am Ende des Gletschers sich mit den geschliffenen gemischt haben, verlieren ihre Ecken und werden allmählich wie die geschrammten zu gewöhnlichen glatten Flussgeschieben, rascher wenn sie aus weichern, langsamer wenn sie aus festern Gesteinsarten bestehen.

In den Alpen sind manchmal schon bei 5, sehr oft erst bei 10 km Entfernung vom Gletscher in den Ab-

lagerungen der Gletscherbäche die Anklänge an den Gletscher schon schwierig wahrzunehmen, die Ablagerung ist zur Bachablagerung geworden. Eingehendere Beobachtungen über diese Veränderungen sind wünschbar.

3. Ablagerungen in Gletscherseen.

Die echten Gletscherseen und die nahe am Gletscher durch Moränen zeitweise gestauten Tümpel oder Seen, sowie andere Seen in geringer Entfernung, wenn sie vom Gletscherbach erreicht werden, zeigen sehr verschiedene Absätze, je nachdem schlammführende Bäche von der Unterseite des Gletschers mit Grundmoränen, oder gewöhnliche Bäche oder Gletscherbäche benachbarter Gletscher, oder bloss oberflächliche Schmelzwasser mit Obermoränentrümmern in dieselben gelangen. Vielfach herrscht der feine Schlamm in den Gletscherabsätzen vor (Tiningnertuk, Tasersuak etc. in Grönland, Lago Rutor, unterer Teil des Combalsees in den Westalpen). Im Grunde des vom Ausfluss des Cambrenagletschers gespeisten, stets fast milchweiss trüben Lago bianco auf Bernina setzt sich fein geschichtet ein fast weisser, sehr feiner Thonschlamm, wechselnd mit sandigern Teilen ab, während der gröbere Teil der Geschiebe zwischen Gletscher und See in Form eines Schuttkegels liegen bleibt. Im Grunde des abgeflossenen Rofnersees im Oetzthal fand H. Schlagintweit bis 24 m mächtig gelagert fein geschichteten Sand und eine dicke Schicht feinen geschlemmten, gelben und grauen Letten (Thon). Oft bildet sich in echten Gletscherseen eine vom Gletscher abfallende Schichtung aus. Weicht der Gletscher, der die eine oder zwei der Thalwände des Sees gebildet hat, weg, so sieht man an den gebliebenen Resten die abgebrochenen Schichtenden frei gegen den Thalraum hinausstehend, die Schichten selbst gegen die Thalwand einfallend. Auch diese Ablagerungen verbinden meist die Beschaffenheit des Materiales der Endmoränen, eckige neben geschrammten polierten Steinen und viel Schlamm und Sand mit der durch Wasser erzeugten teilweisen Schichtung.

Exaktere und zahlreichere Beobachtungen über Ablagerungen in jetzigen Gletscherseen sind wünschenswert.

4. Die submarinen Moränen.

Eine besondere Erscheinung sind die submarinen Moränen, wir könnten sagen die marinen Facies der Moränen. Wir sehen solche überall in den Polarzonen entstehen, wo Gletscher das Meer erreichen. Bekannt ist das „Gletscherdelta“ des Frederiksbaabgletschers in Grönland, das schon dadurch genügend charakterisiert ist, dass man es als „Delta aus Grundmoräne“ oder „Grundmoränendelta“ bezeichnet. Das wässerige Medium lässt seinen Einfluss in teilweiser Schichtung erkennen. An anderen Orten stranden in einiger Entfernung vom Gletscher, z. B. am Fjordausgange, die Treibeismassen, welche Grundmoränenmaterial an der ursprünglich untern Seite des Eises eingeschlossen haben, und lagern schmelzend die Grundmoräne am Meergrunde ab. So entstehen z. B. am Ausgang des Jakobshavenfjordes und zahlreicher anderer Fjorde Untiefen durch submarine Moränen. Der Wellenschlag, der z. B. beim Kalben der Gletscher entsteht, kann die Trümmer zu einer Geröllbank auftürmen, die über das Wasser emporragt („Holmen“ in Spitzbergen). Diese submarinen Moränen gehen ganz allmählich in marine Schlammlager über, indem stets der Schlamm der Gletscherbäche das umliegende Meer trübt und sich mit dem leichtern Gletscherwasser rasch auf dem Meerwasser schwimmend verbreitet. Submarine Moränen müssen sich ferner überall unter denjenigen Binneneisausläufern und anderen Gletschern bilden, welche in das Meer hinausstossen, denn nur ein kleiner Teil der Grundmoräne kann vom Treibeis weggetragen werden, ein anderer bleibt sofort am Meergrund liegen. Bei manchen, z. B. spitzbergischen Gletschern erheben sich diese Ablagerungen bis das Gletscherende fast von denselben getragen wird, so dass der Meerwellenschlag Höhlen im Eise ausschmilzt, deren Boden die submarine Moräne, deren Decke das bald nachbrechende Eis ist, aus welchem

fortwährend eingeschlossene Grundmoränentrümmer ausschmelzen (Nordenskjöld, Höfer).

Treibeis kann aber auch auf seiner Drift Moränenmassen in grosse Entfernungen tragen. Bald findet man Steine im Eise eingebacken, hie und da auch auf demselben aufliegend. Zerstreut, je nachdem die Blöcke schmelzen und die Winde das Eis treiben, wird dieser Moränenschutt an den Meergrund sinken, in der Reihenfolge, wie ihn die Treibeisdrift bringt, regellos und wahrscheinlich nur undeutlich und nur in den feineren Materialien durch das Meer geschichtet. An Stellen, wo Eisdriftströme auf warme Meerströme treffen, oder wo eine Ansammlung und Stauung des Treibeises sich oft wiederholt, bilden sich Untiefen. Die am sichersten konstatierte grössere, jetzt sich bildende submarine Treibeisablagerung ist die gewaltige Neufundlandsbank, dort sich ablagernd, wo der Golfstrom die Eisdrift der Davisstrasse zusammenschmilzt. Diese Bank ist eine Untiefe von weniger als 200 m mit einer Fläche von 125000 km^2, welche sich aus einem umgebenden Meergrunde von 2600 m erhebt. Sie liegt 15 bis 30 Breitengrade südlicher als die Gletscher, deren transportierte Moränen sie darstellt.

Die Beobachtung der submarinen Moränen ist selbstverständlich sehr gehindert; so wissen wir denn auch über deren innere Lagerung und deren Uebergänge in umgebende Meerabsätze wenig. Aus der Eiszeit kennt man manche Bildungen, wie z. B. den marinen „boulder clay“ von England und Nordamerika, stellenweise vielleicht auch den marinen Blocklehm von Deutschland und Russland, welche ähnlichen Ursprunges sein müssen. Nach früherer Ansicht ist das ganze norddeutsche nordische Diluvium als Treibeisbildung angesehen worden, während sich seither die Beweise dafür, dass ein Teil von Norddeutschland, Dänemark, Russland, Holland zusammenhängend vergletschert war, gehäuft haben. Die Aasars oder Osars in Skandinavien und mancher Gletscherschutt am Südende der oberitalienischen Seen lassen den submarinen oder littoralen Charakter durch eine teilweise Modifikation, besonders

Schichtung und Abrollung der Trümmer und Mengung mit Meeruferschalen erkennen. Die Osars scheinen teilweise Moränen der ersten Eisepoche zu sein, welche beim spätern Untertauchen des Landes vom Meere überarbeitet worden sind. Dabei wurde das feinere Material aus dem gröbern ausgewaschen und in einiger Entfernung geschichtet, als marine, Fossilien enthaltende Thone abgesetzt. Dem Treibeis gehört wohl auch die Fähigkeit, den Grund abzunutzen und zu schrammen, wenn es mit an seiner Basis eingeschlossenen Steinstücken auf Felsgrund strandet oder dort über Felsgrund Steintrümmer findet; denn die lebendige Kraft, die Inertie eines gegen felsige Klippen stossenden Eisberges ist gewaltig genug, um mechanische Arbeit zu verrichten. Wahrscheinlich ist aber Anordnung und Vorkommen solcher Treibeisschliffe etwas anders, als bei den echten Gletscherschliffen. Ich konnte in der Litteratur keine Angaben über direkt beobachtete Wirkung von Treibeis auf Felsgrund finden. Dennoch wird es wohl geraten sein, an Treibeis zu denken, wenn aus der Quartärzeit zwischen marinem Blocklehm (submariner Treibeisbildung) nur vereinzelte geschrammte Schliffflächen auf anstehenden Felsen sich finden, und erst zur Erklärung durch Gletscher zu schreiten, wenn die Gesamtheit der Erscheinungen nicht mit Treibeiswirkung übereinstimmt. Ferner ist anzunehmen, dass auf lockerm Grunde strandendes Treibeis bedeutende Schichtenstörungen zu erzeugen imstande sein wird.

E. Die Wirkungen des Gletschers auf den Untergrund.

Wenn wir die Wirkungen der Gletscher präcisieren sollen, so dürfen wir uns unmöglich bloss auf die Beobachtungen stützen, welche gegenwärtig an jetzigen Gletschern gemacht werden können. Wir müssen vorgreifend erwähnen, dass die Gletscher früher eine viel grössere Verbreitung gehabt haben. Ausserhalb der jetzt noch bestehenden sehen wir die durch sehr lange Zeiträume

summierten Wirkungen weit gewaltigerer Eisströme, welche unsere Beobachtungen an den jetzigen Gletschern ergänzen. Wir müssen beide zu Rate ziehen, um ein Bild von den geologischen Wirkungen der Gletscher überhaupt zu gewinnen.

Ich würde es nicht für richtig finden, an diesem Ort auf die weitschichtigen Diskussionen einzutreten, welche über die Frage der Erosion durch Gletscher geführt worden sind und noch geführt werden; denn es könnte dies nur in Form eines polemisch-kritischen Versuches geschehen. Ein Bild solcher Diskussion findet man in Penck (Vergletscherung der deutschen Alpen). Vielfach sind theoretische Spekulationen betrieben worden, welche die Frage auf deduktivem Wege entscheiden wollten. Solche Versuche, wie z. B. Berechnung aus der Kohäsion des Eises, ob der Gletscher Seebecken aushobeln könne oder wie dick Eis sich höchstens anhäufen könne etc., lassen wir unberücksichtigt, denn sie alle entbehren zureichender Grundlagen und allseitiger Rücksichtnahme auf das thatsächlich Bestehende. Hier steht bis jetzt nur die direkte Beobachtung im Rechte, und wir werden versuchen, nicht weiter zu gehen, als die Thatsachen reichen. Was die Frage so schwierig macht, ist eben der Umstand, dass sie nicht die Qualität, sondern die relative Quantität der Gletscherwirkungen betrifft. Ihre Lösung liegt in erster Linie in der Bildung des Blickes, im vergleichenden Abwägen und beruht auf dem Beobachtungstakte oder Anschauungsgefühl. Mangel an Bildung des Blickes in diesem Sinne ist subjektiv fast gar nicht wahrnehmbar, wodurch die individuelle Ueberzeugung an Stelle von Beweisen und Wissen sich eindrängt. Es wird auch mir unmöglich sein, die eigene Ueberzeugung zu verdecken. Wir gehen vor an Hand der Frage: Woher stammt das Material der Grundmoräne?

1. Obermoränentrümmer werden zur Grundmoräne.

Eine Masse von den Trümmern der Oberflächenmoränen gelangen unter den Gletscher. Teils geschieht dies schon in der Randkluft der Firnmulden, die in vielen Fällen bis auf den Grund geht. Am Fusse von abbröckelnden Wänden finden wir sie oft ganz erfüllt mit Felstrümmern, während nur wenige vereinzelte Steine sie zu überspringen vermochten. Wenn nun, wie oft, thalwärts von solchen Stellen keinerlei Oberflächenmoräne erscheint, so müssen die Trümmer wirklich an die Unterfläche des Gletschers gelangt sein. Die Bäche der Gletscheroberfläche spülen oft Moränenschutt in die „Mühlen“ oder Gletscherschächte hinab. Auf dem Unteraargletscher sah ich 1873, wie an heissem Sommertage der Block von einem Gletschertisch kippte und dröhnend in den nebenstehenden Eisschacht stürzte. Am Rande der Gletscherzunge sind für Trümmer der obern Moränen die Gelegenheiten, unter den Gletscher zu gelangen, fast überall vorhanden. Randspalten, die am Rande bis auf die Thalwand hinab gehen, öffnen sich unter dem Schutt, der Schutt stürzt hinein; Rinnen des Gehänges bilden offne Kamine bis tief unter den Gletscher, und der dorthin getriebene Moränenschutt sowie der Steinschlag der Rinne selbst, oft sogar von fliessendem Wasser befördert, führt Trümmer durch den ausgeschmolzenen Schiefschacht bis an den Gletschergrund. An solchen Stellen sieht man oft enorme Seitenmoränen beständig gänzlich unter den Gletscher hinab verschwinden. So wird die rechte Seitenmoräne des obern Rhonegletschers unmittelbar über dem Sturz und die grosse linke Seitenmoräne des Unteraargletschers an der Mieselenwand vom Gletscher gänzlich verschlungen. Manchen Gletschern, welche oben starke Seitenmoränen haben, fehlen dieselben auf der einen (Hüfigletscher) oder auf beiden Seiten weiter unten gänzlich, wir sehen, wie sie am Rande an dafür geeigneten Stellen, wo stets zwischen Fels und Gletscher

eine klaffende Lücke vorhanden ist, unter den Gletscher hinabgehen.

Die Abstammung der Grundmoränen von Obermoränen lässt sich bei dafür günstiger geognostischer Gestaltung noch anders feststellen. Ein Beispiel derart ist das folgende: Am Hüfigletscher (Reussthal) besteht ein sehr grosser Teil der gerundeten, geglätteten und mehr oder weniger geritzten Grundmoränentrümmer aus eocänem Taveyanazsandstein. Dieses charakteristische Gestein kommt aber im Gletscherbette nirgends vor, wohl aber steht es am obern Rand der Firnmulde an und überragt in Gräten und Gipfeln (Kammlistock, Glaridenstock, Scheerhorn) den Gletscher (vergl. ferner S. 359).

Aus diesen und zahlreichen ähnlichen direkten Beobachtungen an jetzigen Gletschern geht hervor, dass die Obermoränen viel Material für die Grundmoränen liefern.

2. Aelterer Schutt wird Grundmoräne.

Die jetzt mit Gletschern erfüllten Thäler waren einst frei von Eis. Ebenso rückten zur Eiszeit die Gletscher in früher eisfreie Thäler vor. Diese letztern hatten notwendig schon vorher ihre Schuttgründe, Schuttkegel und Schutthalden, die unter dem Gletscher allmählich zur Grundmoräne werden mussten. Dies stösst uns auf die Frage: Wie verhält sich der vorrückende Gletscher zu seinem Untergrunde? H. Credner sammelte viele der bezüglichen Beobachtungen (Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges. 1880), wir benutzen im folgenden seine Arbeit, und fügen neue Beobachtungen hinzu.

a) Eine Menge von Thatsachen zeigen, dass die vorrückenden Gletscher selbst lockeren Geschiebegrund oft ganz unverändert belassen, z. B.:

1815 bis 1817 stieg der Suldnergletscher im Ortlergebiet über eine Steilstufe und rückte dann am Fusse derselben cirka 70 bis 80 m mächtig über einen ebenen, aus lockern Kiesmassen gebildeten Wiesengrund. Der Boden blieb intakt, es bildete sich keinerlei Stirnwall

durch Aufwühlen des Schichtgrundes und nach dem Rückzug war der Boden so eben wie vorher, mit Ausnahme der Endmoräne, welche die äusserste Grenze bezeichnet (Simony und Sonklar).

Der Glacier du Tour (Chamounix) rückte 1818 über bewachsenen Weidegeschiebegrund vor. Er liess den Weideboden unzerstört. Als er sich 1822 wieder stark zurückzog, trieben die Wurzelstöcke von Trifolium alpinum, Trif. caespitosum, Cerastium latifolium wieder Blätter und Blüten, sie waren unzerstört lebensfähig geblieben (Charpentier).

Escher v. d. Linth sah nach seinen Reisenotizen 1834 bis 1840 viele Gletscher über Geschiebeboden vorstossen, ohne den Grund anzuschürfen.

Eine sehr grosse Zahl gewaltiger Gletscher, die auf flachen Thalstufen endigen, stehen mit ihrem Ende, das in den letzten Jahrzehnten oft über 500 m weit zurückgegangen war, auf unverletztem altem Geschiebegrund. Wo man unter den Gletscher kriechen kann, findet man, dass derselbe dem Geschiebeboden obenauf liegt, nicht aber auf den Fels hinunterreicht. Beim einstmaligen Vorrücken hat er somit den Geschiebegrund ungestört gelassen, oder demselben unter sich durch Alluvion subglacialer Bäche zu entstehen gestattet, jedenfalls aber an dessen Stelle kein Hohlbecken ausgepflügt. Dies ist z. B. von Vielen und auch vom Verfasser beobachtet worden am Rhonegletscher, Unteraargletscher, Hüfigletscher, Brunnigletscher, Roseggletscher, Morteratsch-, Schwarzwaldgletscher und anderen, ebenso in Grönland, Spitzbergen etc. (S. 367).

Auf den jetzt entblösst liegenden, mit Moränenschutt in mächtigen Lagen überstreuten Gletscherböden, welche 1856 noch 50 bis 150 m hoch mit Eis bedeckt waren, fand ich sehr oft (z. B. am Sandgletscher und Bifertengletscher) Geschiebe aller Dimensionen, welche nur auf der Oberseite sehr schön geschrammt sind. Die Schrammen laufen in der Thalrichtung und haben mehr den Charakter des geschrammten, anstehenden Felsens, als der Grundmoränenblöcke. Auf der Unterseite sind

diese Stücke oft eckig, scharfkantig wie ein Obermoränenblock und dort in Schlamm und Sand eingebettet. Die vielfache Wiederholung dieses Vorkommens beweist, dass einst der Gletscher über alten Schuttboden vorgerückt ist, ohne denselben auszupflügen, dass er die Trümmer derselben nicht zu verschieben vermochte, sondern bloss deren Oberseite angeschliffen hat, als ob sie anstehender Fels gewesen wären.

Bei seinem Vorrücken gegen das Jahr 1850 hat der Obersulzbachgletscher in den Ostalpen (Tauern) an der rechten Thalseite auf lockere, aus den Steinschlagrinnen des Gehänges hinausgewachsene Schuttkegel gestossen, die für ihn als Hindernis im Wege standen. Er reichte allmählich an denselben bis 80 m über den Thalboden hinauf. Dort oben an der Grenze seines damaligen Wachstums hat er eine kleine Moräne abgesetzt, allein den Schuttkegel vermochte der Gletscher kaum merklich anzugreifen, geschweige zu beseitigen; seine Form ist unter dem dünn gestreuten Gletscherschutt fortgesetzt gerade so zu sehen wie ausserhalb der Gletschergrenze. Der Gletscher hat sich also selbst da den vorhandenen Formen angeschmiegt, wo sie ihm im Wege standen und bloss aus lockerm Schutt gebildet waren (Ed. Richter, Dtsch.-Oesterr. Alpen-Ver., 1883, Hft. 1, S. 49). Auch an anderen Orten wie z. B. bei Courmayeur (S. Mt. Blanc), bei Flims etc. finden wir Moränen und Gletscherblöcke auf ungestörtem altem Bergschutt aufliegen.

Der Fornogletscher an der Maloja liess, wie so viele andere mit ihm, in seiner vor kurzem abgelaufenen Periode des Zusammenschwindens einzelne schuttbedeckte Eisstücke abgetrennt vom Gletscher als sogenannte „tote“ Reste zurück. Im Juni 1884 finde ich denselben mit hoch angeschwollenem mächtigem Ende über diese Reste und ihre Trümmer hinwegschreiten, an den meisten Stellen ohne die auf Eis liegenden Trümmer im geringsten zu verschieben, ebenso lässt er fast die ganze alte Grundmoräne ungestört. An einer einzigen Stelle links, wo ihm ein Vorsprung der Thalwand hindernd entgegentritt, da stösst er alten Schutt vor sich auf. Ganz das

Gleiche: Vorrücken über schuttbedeckte, alte Gletscherteile ohne Lagerungsstörung im Schutte findet gegenwärtig nach Beobachtung von Forel auch am Gacier du Trient (Mt. Blanc-Gruppe) statt.

In vielen Fällen schützt offenbar die Bodenwärme den Boden vor dem Angriff des Gletschers. Wo der Gletscher mit starker Hand den Schutt ergreifen will, da schmilzt der Schutt ihm diese Hand ab. Was aber am Ende des Gletschers der Fall ist, findet auch noch wenigstens so weit unter dem Gletscher statt, als die Erdwärme ohne den Gletscher über 0° stünde (vergl. S. 274 etc.). Der vorrückende Gletscher umschmilzt die im Wege stehenden Blöcke oft eher, als dass er sie wegstösst. Vorragende Blöcke aber werden allmählich doch gerollt oder geschoben, wenn sie so weit abgekühlt sind, dass die Gletscherbewegung das Ausschmelzen überholt.

Endlich ist hier noch eines gewiss sehr bedeutungsvollen Phänomens zu gedenken. Die Gletscher sind oft nicht bloss nicht imstande, alten Schutt vor sich wegzuräumen, sondern selbst ihr eigener Schutt kann ihnen ein grosses Hindernis werden. So sehen wir, dass der Macugnagagletscher an der Ostseite des Monte Rosa, der Glacier de Miage an der Südseite des Mt. Blanc, vor ihren eignen, in der Thalmitte durch ihre Mittelmoränen bedeutend verstärkten Endmoränen sich in zwei Arme auseinander teilen müssen. Der Eisstrom weicht seinen Moränen aus und wird durch dieselben geteilt wie der Fluss durch seine Kiesbank oder Kiesinsel. Die Gletscheralluvion ist kräftiger als die auspflügende Wirkung!

Musste nicht das Gleiche bei den diluvialen Gletschern, die sich ohne grosse Hindernisse über weite Thalboden ergiessen und ausbreiten konnten, recht häufig eintreten?

b) Unter anderen Verhältnissen, besonders häufig in Thalverengerungen oder vor im Wege stehenden Hindernissen, schürft ein vorrückender Gletscher seinen Untergrund auf.

Die Augenzeugen der Periode starken Gletschervorrückens 1815 bis 1820 berichten häufig, dass der

Gletscher „wie eine gewaltige Pflugschar“ allen Boden bis auf den Felsgrund auswühle und dass „keine Baute von Menschenhänden“ denselben im geringsten beeinflussen oder ablenken könne. Im engern Thale wälzt der vorrückende Gletscher manchmal seine ganze Endmoräne vor sich her, im weitern Thale stösst er nur den obern Teil auseinander, ebnet sie einigermassen aus und schreitet dann über die etwas ausgeglichene Moräne hinweg. 1818 rollte der Schwarzberggletscher (Saasthal Wallis) einen Serpentinblock von ca. 8000 m^3 vor sich her quer über das Hauptthal an die Stelle, wo er oberhalb Hotel Mattmark als „blauer Stein“ noch jetzt steht.

Charpentier sah im gleichen Jahre, wie der Trientgletscher (Wallis) einen Wald angriff und sich zwischen den Waldgrund und den Felsboden einkeilte, erstern mit den Bäumen vor sich herwälzend. Das Gleiche hat später (1834 bis 1840) Escher am Findelengletscher und Aletschgletscher beobachtet. Escher fand sogar am Zmuttgletscher (Wallis) steil gestellten Schieferfels, dessen Schichtenköpfe, mit Gletscherschliffen bedeckt vom Gletscher zerrissen und auseinandergequetscht worden sein sollen — der einzige thatsächliche Bericht von tieferm Angriff des Gletschers auf den Felsgrund.

Am Buerbrae in Norwegen, der seit langer Zeit im Vorrücken begriffen ist, fand H. Credner 1878 am vordern Rande Zusammenpressung, Faltung, Berstung, Ueberkippung der Rasendecke, oft mit, oft ohne Unterschieben von vorgestossenen Felsblöcken und Einkeilen des Gletscherrandes.

Gegenwärtig wälzt der Glacier de Zigiorenove im Val d'Hérens (Wallis) und der Glacier du Trient (Mont-Blanc) eine ältere Moräne vor sich her, ebenso treibt, wie erwähnt, auch der jetzt vorrückende Fornogletscher auf einer kurzen Strecke, die ihm besondern Widerstand leistet, alten Schutt, und zwar teils als Grundmoräne, meist aber Schuttkegel der Gehänge (Amphibolgesteine), zu lockern, wulstartig oben aufreissenden kleinen Endmoränen auf.

Auf manchen Gletscherböden, z. B. dem jetzt unter-

halb des Rhonegletschers entblössten, findet man einzelne thalwärts gerichtete, wie ausgepflügte geradlinige Furchen, an deren Ende jeweilen ein grösserer Felsblock halb im Schutt, halb frei liegt. Diese Blöcke sind früher als Grundmoränenblöcke geschoben worden und haben den Geschiebeuntergrund teilweise aufgeschürft.

Ausfegen eines alten Alluvionsbodens zu einem kleinen Seebecken ist an den jetzigen Gletschern bisher noch niemals beobachtet worden, geschweige Aushobeln eines solchen im anstehenden Fels. Es sind nur die besonders stark im Wege stehenden lockern Massen, welche vom Gletscher geschoben werden.

Aus den unter a) und b) mitgeteilten Beobachtungen folgt, dass die Gletscher sich verschieden verhalten können, je nach lokalen Umständen. Bald lassen sie beim Vorrücken Geschiebegrund unzerstört liegen, bald schürfen sie an. Es muss aber hervorgehoben werden, dass alle bezüglichen Beobachtungen an jetzigen Gletschern sich nur auf die untersten Teile der Gletscherzungen, meist auf ihr Ende beziehen. Weiter hinauf nimmt erstens der Druck des Gletschers auf den Untergrund infolge bedeutenderer Eisdicke zu, gleichzeitig nimmt zweitens die abtrennende Unterschmelzung ab. Durch diese beiden Momente wird ein festerer Anschluss vom Eis am Grunde bewirkt. Sehen wir oft am Ende der Gletscher schon Angriff des Schuttbodens, so wird dies noch viel mehr unter einem mächtigern Gletscherteil der Fall sein müssen. Allein diese Wirkung kann nur eine allmähliche sein. Stein um Stein der Geschiebeunterlage drückt sich in den Gletscher ein und wird über die andern, zum Teil noch ruhenden geschleift. Ich schätze, dass ein Gletscher in dieser Weise für viele Jahrhunderte oder gar für Jahrtausende genug zu thun hat, um den Schutt, der vor ihm im Thale lag, allmählich auszufegen, nachdem er, anfänglich vorrückend, meist ruhig über denselben hinausgestiegen ist. Je grösser das vergletscherte Thalsystem, desto unerschöpflicher der Vorrat für Grundmoränen, der als Schutt im Thale bereit liegt.

Die erodierende Kraft für Trümmer nimmt unter dem Eise mit der Entfernung vom Gletscherende zu.

Die Grundmoräne skandinavischer und grönländischer Gletscher kann wohl unter Verhältnissen, wo die Bildung von Obermoränen aus Mangel an überragenden, abwitternden Kämmen fast ganz fehlt, nur erklärt werden als allmähliches Ausfegen alten Schuttes von den jetzt vergletscherten Hochflächen oder Thälern. In der That finden wir z. B. auf den benachbarten, nicht vergletscherten Hochflächen und Gehängen Norwegens losgetrennte Gesteinstrümmer, Schuttkegel und Schutthalden genug, um Grundmoränen, wie wir sie z. B. an den Gletschern des Folgefond finden, jahrhundertelang reichlich zu speisen. Es fehlt bis zur Stunde jeder Beweis, dass diese Gletscher die Grundmoräne vom anstehenden Fels selbst losreissen; an ihre Herstammung vom schon vor dem Gletscher getrennten Schutte hat man sonderbarerweise bisher nicht ausdrücklich gedacht.

Dass auch unter den enormen Gletschern der Eiszeit beiderlei Vorgänge: a) Ueberschreiten selbst von lockerm Material ohne Stauung und andererseits b) Aufschürfen thätig waren, beweisen die direkten Beobachtungen, und zwar:

a) Die alten Moränen und Grundmoränen, Geschiebelehme etc., kommen oft in 2 oder gar in mehreren Lagen übereinander vor und sind durch interglaciale, lockere Ablagerungen (Sand, geschichteter Kies, Schieferkohlen) voneinander getrennt (H. Credner etc.); oder der „Geschiebelehm" (die Grundmoräne) zeigt selbst grosse Mächtigkeit und dabei mehr oder weniger deutliche Schichtung (Penck). Der Gletscher, der die jüngere Grundmoräne erzeugt hat, hat die ältern lockern Bildungen in diesen Fällen ungestört gelassen. Sehr häufig findet man die grossen Grund- und Endmoränen und die erratischen Blöcke des schweizerischen Molassenlandes friedlich auf ungestörtem, geschichtetem Diluvialkies und Sand aufliegen.

b) Eine verbreitete Erscheinung in dem Gebiete

der alten Gletscher, und zwar in den Grundmoränen und den begleitenden Bildungen von Britannien, Schweden, Dänemark, Norddeutschland, teils auch im Vorland der Alpen etc., sind zahlreiche kleine Schichtenstörungen, Stauungen, Zerreissungen, Eindringen obern Geschiebelehmes in Aufschürfungen älterer, lockerer Ablagerungen oder in Schuttdecken festerer Gesteine und Mengung derselben mit der von weiterher gebrachten Grundmoräne und dergleichen. Näheres hierüber findet man in den einschlägigen Arbeiten von Berendt, H. Credner, Torell, Johnstrup, Penck, Wahnschaffe, Dathe, Geer etc.

Ich muss aber hier beisetzen, dass solche Stauungen, wie man sie im Geschiebelehm der Diluvialzeit findet, nicht einzig direkt von Gletschern herrühren müssen, so sehr dies im norddeutschen Diluvium oft der Fall sein mag. Ich habe an zahlreichen Uferstellen der im Winter 1879/80 so ausserordentlich stark gefrorenen Seen des schweizerischen Hügellandes gesehen, wie das Eis Rasen, gefrorene Sand- und Kiesschichten von 0,3 bis 1 m Mächtigkeit in mehrfache, 1 bis 3 m hohe Falten zusammengestossen, überkippt und in verschiedener Weise gestört hat. Also auch auf diesem Wege können Störungen in der Schichtung des Schuttbodens sich bilden. Ferner werden wir wohl eine ähnliche Wirkung einem auf dem Meergrunde streifenden und strandenden Treibeisberge zuschreiben müssen; wiederum kann Aehnliches am Grunde und an der Front einer Rutschung oder eines Bergsturzes entstehen.

Wenn nun weiter behauptet wird, die Seebecken lassen sich grösstenteils nur durch ein Ausfegen von altem Schutt (de Mortillet) oder gar durch Ausschleifen von Fels (Ramsay) durch die Gletscher erklären, und seien dadurch Beweise dieser auskolkenden Thätigkeit (Penck), so haben wir es hierin nicht mit direkt zu beobachtenden Thatsachen, sondern mit Hypothesen zu thun, die diesem ihrem Wesen nach, selbst wenn wir sie für richtig hielten, nicht in unsere Bildung von Beobachtungsketten gehören.

Ganz direkte Beweise dafür, dass an vielen Stellen Gletscher den ältern Schutt an ihrem Untergrunde auf-

arbeiten und der Grundmoräne einverleiben, sind meines Wissens von den aktuellen Gletschern noch nicht erbracht, wohl aber sind diese Erscheinungen für die Diluvialgletscher in voller Klarheit nachgewiesen worden. Man nennt die Variationen, welche durch Aufnahme neuer Gesteinsfragmente in die Grundmoräne nach b) lokal bedingt werden, „Lokalmoräne“ (Torell, H. Credner, Berendt, Wahnschaffe etc.). Die Lokalmoränen sind die lokale Facies der Moränen. Die lokal dem Untergrunde entstammenden Steinstücke verbreiten sich dann von ihrem Ursprungsorte an schweifartig in der Richtung der Eisbewegung und der Schrammen auf dem Anstehenden, und werden selbst, anfänglich oft eckig und scharfkantig, später geschliffen und geschrammt (baltische Kreide und Feuersteine, Rotliegendes, sächsische Porphyre, Muschelkalk und Juragesteine im aus Skandinavien stammenden Blocklehm von Norddeutschland, Hohentwielphonolith im Rheinerratikum bis an die schwäbische Alb hinaus etc.). Als der Gletscher erschien, lagen diese Gesteine in loco zertrümmert, vielleicht als in Schutt aufgelöste Kruste des Anstehenden bereit.

3. Anstehender Felsgrund liefert Grundmoränen.

Eine dritte Quelle für das Material der Grundmoränen ist der anstehende Fels des Untergrundes, von welchem Teile durch den Gletscher losgetrennt werden.

Hier stossen wir auf starke Meinungsverschiedenheiten. Die einen lassen den grössten Teil der Grundmoräne sich so bilden und dadurch den Gletscher gewaltig erodierend wirken, wie Ramsay, Tyndall, Geikie?, Helland, Stark, Logan, Haast, Jukes, Newberry, Ward, K. J. V. Steenstrup, Penck. Die anderen schreiben dieser Quelle von Grundmoränenschutt fast gar keine Bedeutung zu, die Beckenbildung in grösserm Massstabe durch Gletscher bestreitend. Hierher zählen Agassiz, Argyll, Bonnet, G. H. Credner, Desor, Escher, Falsan und Chantre, Falconer, Favre, Gurlt, Heim, Hoernes, Kjerulf, Lyell, Martins, Mojsisovics, Murchison, Oldham, Omboni, Reclus, Ed. Richter, Rütimeyer, Stoppani, Whitney, Zöppritz etc.

Man könnte über diese Frage leicht ein Buch schreiben, wir müssen uns aber ganz kurz fassen. Gewiss ist unsere Kenntnis der Gletscher noch unzureichend, um einen theoretischen Entscheid über die erodierende Wirkung zuzulassen; nur eingehende Beobachtungen können helfen. Die Schwierigkeiten und Differenzen liegen in der Deutung der Beobachtungen. Die extremsten Enthusiasten für Gletschererosion, wie Penck, gehen so weit, fast alles Moränenmaterial vom Boden zu nehmen, und stehen hierdurch im Widerspruch mit den Thatsachen, die wir in Nr. 1 des vorliegenden Kapitels kennen gelernt haben.

a) Die direkte Erosion durch Gletscher.

1. Wir finden am frischen wie am eiszeitlichen Gletscherbett, wie schon beschrieben, auf der Stossseite alle Vorsprünge und Ecken des anstehenden Felsens abgerundet und abgeschliffen. Das ganze alte Gletscherbett wird aus abgerundeten, in der Bewegungsrichtung länglichen Buckeln gebildet, die von Saussure, der indes ihre Entstehung noch nicht kannte, mit dem welligen Vliess eines Schafes verglichen, „roches oder surfaces moutonnées“ genannt worden sind. Je schärfer ein Vorsprung, eine Coulisse der Thalwand oder eine Klippe dem Gletscher im Wege steht, desto stärker ist sie abgeglättet. Bald ist die Glättung eine völlige Politur, von feinen eingeritzten Linien durchsetzt, bald sind die Schrammen und Ritzen stärker ausgebildet, die Politur weniger deutlich. Oft finden wir beide abgewittert, aber die allgemeine konvexe Rundung noch deutlich. Die Glätte der Schliffe erweist deutlich, dass hier Fels nicht abgebröckelt, sondern nur in Form von Sand und Schlamm in fein zerkleinertem Zustande weggeschliffen worden ist. Rauhe Bruchflächen finden wir mit ausserordentlich seltenen Ausnahmen nur an der Unterseite (Leeseite) des Felshöckers, oder in Vertiefungen und Spalten, oder an den Wänden von Bachschluchten zwischen den Rundhöckern, also nur da, wo der Gletscher, viel steifer als Wasser, nicht hineingreifen konnte. Alles, was der Gletscher erreicht, schleift er aussen glatt an.

Wir halten es für wahrscheinlich, dass wenn der Gletscher über früher nicht vergletscherten Felsgrund vorschreitet, er auf manchen anstehenden Angriffspunkt stossen wird, der bricht oder sonst weicht, bevor er sich abschleifen lässt. Ausnahmsweise kann dies auch später noch von Zeit zu Zeit eintreten. Je mehr aber sein Bett nun ausgeschliffen wird, desto spärlicher werden diese ohnehin seltenen Gelegenheiten, desto stabiler wird die Unterlage. An den aktuellen Gletschern dürfte der direkte Nachweis von Grundmoränenblöcken, die der Gletscher selbst vom Anstehenden losgebrochen hat, sehr schwierig sein. Die Gletscher der Eiszeit hingegen haben Spuren solch direkter Zertrümmerung und Störung des Anstehenden hinterlassen. Es werden als solche die Verschiebungen und Glacialthon-(Grundmoränenschlamm-) injektionen in den Kreideklippen von Moen, Rügen und Wollin und das Vorkommen von enormen Blöcken oder Stöcken ebendieser Gesteine weiter südlich im nordischen Geschiebelehm gedeutet (Johnstrup, H. Credner etc.). Andere unzweifelhafte Beispiele scheinen bisher zu fehlen.

Drückt man einen Eisblock mittels einer Presse auf eine Geröllunterlage, so schmiegt sich das Eis bei 0° ziemlich leicht und rasch wie angegossen dem Untergrunde durch seine Plasticität ganz an, es fasst dadurch die Steintrümmer. Ausschmelzen durch die letztern wirkt mit. Allein die Plasticität des Gletschereises ist so gross, dass, wenn ein Block oder eine erfasste Ecke dem Fortschieben viel Widerstand bietet, der Block stehen bleibt und eine Furche an der Unterfläche des Eises eindrückt. Hie und da lässt ein glücklicher Zufall an der Unterfläche des Eises unter dem Gletscher solche tiefe Furchen sehen. Das Eis wird von den Unebenheiten des Untergrundes auch gefurcht, allein diese Furchen, obschon tiefer als diejenigen der Steintrümmer, überdauern eben nicht. Je mächtiger die Eismasse, desto duktiler und plastischer verhält sich das Eis am Grunde. Es wird dann viel zu plastisch, als dass es mit genügend harter fester Hand Felsecken ergreifen und vom Anstehenden losreissen könnte.

Der Druck des Gletschers auf die einzelnen Trümmer seiner Unterlage wächst nicht proportional der Dicke des Gletschers, sondern er nähert sich einem gewissen Maximum, über welches hinaus vermehrter Druck vorwiegend in rascher plastischer Umformung des Eises aufgezehrt wird, welche so wenig auf die Steine der Grundmoräne an den Grund drückend wirkt, als tieferes Wasser das Gerölle an den Boden stärker anpresst. Schon aus diesem Grunde darf man den Gletschern der Eiszeit nicht allzu grossartige Wirkungen zuschreiben, von denen man an Gletschern der Jetztzeit nichts beobachtet, bloss wegen ihrer grösseren Dicke. Die Wirkung grösserer Dicke auf den Untergrund hat ihre Grenze, über welche hinaus sie sich vorwiegend in rascherer Bewegung der obern Teile des Eisstromes äussert.

Wahnschaffe hat bei Rüdersdorf auf alten Gletscherschliffen in Sandstein wahrgenommen, dass oft von Einsatzpunkten der Grundmoränensteine weg kleine keilförmige Splitter regelmässig radial in der Richtung der Gletscherbewegung sich abgelöst haben, deren kleine Vertiefung ungeschliffen bleibt. Diese Erscheinung ist jedenfalls stark abhängig von den Festigkeitsverhältnissen des anstehenden Gesteines wie auch von der Beschaffenheit der Trümmer, so dass hieraus sich ihre Seltenheit erklären mag.

Ein Teil des Schleifschlammes geht durch den Gletscherbach ab, ein Teil bleibt in Grund- und Endmoränen liegen, allein nicht aller Grundmoränenschlamm und Sand stammt vom anstehenden Fels, vielmehr rührt die andere, wohl grössere Hälfte von den mehr und mehr bearbeiteten Gesteinstrümmern der Grundmoräne her.

2. Wo ein Gletscher der Diluvialzeit mit einer Grundmoräne aus festen und harten Gesteinen in ein Thalstück aus weichen Gesteinen gelangt, wird dieses letztere verhältnismässig stark ausgearbeitet. Auf den jetzigen, vielfach abgelenkten Wasserläufen in der Molasse nördlich der Alpen finden wir oft enge, steilrandige Einschnitte (Rhein von Schaffhausen bis unter Eglisau, Töss-

thal, Räppischthal, unteres Sihlthal, Reuss von Luzern bis Cham, Murgthal [Thurgau], Aathal [Kt. Zürich] etc.), während andererseits die geradlinigern Thalläufe, welche quer zu der Alpenrichtung als Fortsetzung der grossen Alpenquerthäler ausstrahlen, eine erweitert muldenförmige Gestalt haben (Thal des Pfäffikersee und Greifensee, des Zürichsee, Hallwyler-, Baldegger- und Sempachersee). Den letztern fehlen oft verhältnismässige Flüsse, dieselben sind abgelenkt worden; hingegen werden sie von den deutlichsten grossen Längsmoränen begleitet und oft von Endmoränen abgedämmt. Nach Fr. Jos. Kaufmann (Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz) deuten diese Verhältnisse darauf hin, dass wenigstens in diesen zerreiblichen Materialien die lange Arbeit der Gletscher eine stärker bemerkbare Formveränderung, namentlich Ausweitung, vielleicht auch etwas Vertiefung zu erzeugen vermochte. Bei den festern Gesteinen der Alpen, wie anderer Gebirge hingegen ist ein Einfluss der Gletscher auf die Thalgestalt weniger, meistens durchaus gar nicht wahrnehmbar.

Gehen wir mit Lyell, Bonnet, Violet-le-Duc etwas weit und geben wir sogar zu, dass selbst in festern Gesteinen die Gletscher den Boden zu seichtern Mulden ausschleifen können, derart, dass seichte Tümpel entstehen, obschon wir nicht imstande sind, ein einziges sicheres Beispiel hierfür aufzuweisen, obschon ferner solches bei Entblössung von Gletschergrund durch Rückzug der Gletscher um 500 bis 1500 m, oder gar 2000 m noch niemals faktisch konstatiert worden ist. Wir sind der Meinung, dass diese Möglichkeit theoretisch nicht abweisbar ist und dass ein so weit gehender gradueller Unterschied von dem bisher Beobachteten nach Mächtigkeit und Zeit der Vergletscherung nicht von vornherein als unmöglich bezeichnet werden kann.

b) Thatsachen und Ueberlegungen, welche die quantitative Geringfügigkeit der direkten Gletschererosion beweisen.

1. Man muss die Art der Arbeit und die dadurch ›ugten Formen für Wasser und Eis vergleichen. Das

fliessende Wasser arbeitet stets nur auf schmalen Rinnen, leicht beweglich, sich nach Umständen bald links bald rechts wendend. Es koncentriert seine ganze Kolkkraft auf eine Art „Einschrämen“, um einen bergmännischen Ausdruck zu verwenden. Die Verwitterung sodann, auf breiten, steil entblössten Flächen angreifend, formt die Gehänge den Maximalböschungen entsprechend und legt ihre Trümmer oft provisorisch in Schutthalden an, oft übergibt sie dieselben direkt dem Fluss zur Exportation. Es herrscht eine Teilung der Arbeit zwischen Erosion und Verwitterung, welche zu hoher Leistung führt.

Der Gletscher hingegen ist eine breite Schaufel, die ihre Vertiefungsarbeit nicht auf eine schmale erste Thalfurche konzentrieren kann; er füllt das Thal beträchtlich an und muss seine Arbeit auf die ganze Fläche der Thalmulde verteilen. Gewiss drückt er auf den Untergrund mit grosser Last, allein dafür fehlt ihm die Geschwindigkeit und Lebhaftigkeit des Wassers, sowie die Fähigkeit, je nach Bedürfnis sich im Interesse seiner Arbeit rasch zu wenden: er ist träge. Die Unterfläche des Gletschers bewegt sich noch weit langsamer als dies dem grössern Querschnitt des Gletschers im Vergleich zum Flusse proportional wäre. Während der Fluss die ganze Abschrägung der Gehänge einem Verbündeten, der Verwitterung, überlässt und sich selbst nur mit Export und Sohlenkolk befasst, ist unter dem Gletscher die Verwitterung in hohem Masse reduciert: Der Gletscher muss allein arbeiten, ihm wird allein das alles zugemutet, was ohne Gletscher, Fluss und Verwitterung durch ihr Zusammenwirken schaffen.

Dass unter dem Gletscher die Verwitterung nahezu stagniert, ist einleuchtend, denn die wesentlichsten Verwitterungsfaktoren fehlen dort: es fehlt der intensive häufige Temperaturwechsel, der durch wechselnde Spannungen zwischen oberster und tieferer Gesteinsrinde lockernd wirkt; die Bodentemperatur ist mit seltenen Ausnahmen konstant zwischen 0^{0} und etwa $+ 1^{0}$, dementsprechend tritt die Frostwirkung viel spärlicher auf. Unter mächtigen Gletschern tritt das ganze Jahr niemals

Frost ein. Selbst im Winter ist die Unterfläche einige Meter vom Ende einwärts nass. Wenn bei kleinern Gletschern im Winter Eis und Sohle zusammenfrieren, so bleiben sie monatelang unverändert in diesem Zustande, während draussen im Winter wie im Sommer die Temperatur fast alltäglich durch 0° hindurch schwankt. Die Annahme mancher Gletschertheoretiker, dass unter dem Gletscher die Frostwirkung jeden Augenblick eintreffen könne und gewaltige Zerstörung erzeugen müsse, ist ein blosses Phantasiegebilde, dem die Beobachtung der Thatsachen widerspricht. Das Eis an der Unterfläche des Gletschers ist zu reich an Wasser, als dass die Temperatur des von unten noch wärmern Felsens so leicht unter 0° sinken könnte, wie an freier Luft. Ferner drückt der Gletscher gegen die Thalwand und vermindert dadurch die Mithilfe der Schwere bei der Abtrennung von Verwitterungsspänen. Die im Gebirge sehr bedeutende Wirkung eingedrungener und wachsender Pflanzenwurzeln fällt unter dem Gletscher weg. Die mechanischen Verwitterungsfaktoren sind unter dem Gletscher fast ganz aufgehoben, selbst die chemischen Faktoren verringert, indem das Gletscherwasser ärmer an Kohlensäure ist als das Regenwasser und die freie Luft. Die gewöhnliche Frischheit der Gesteinstrümmer im Gebirge beweist uns übrigens, dass unter gewöhnlichen Verhältnissen die mechanische Verwitterung dort viel leistungsfähiger ist als die chemische.

Die Masse der erodierenden Substanz und ihr Gefälle, soweit sie auf dem Boden läuft, sind das Mass für die innewohnende Erosionskraft. Ob je nach den klimatischen Verhältnissen die Niederschläge als Eisstrom oder als Wasser zu Thale gehen, ändert die Arbeitsmenge nicht, welche von der Sonne durch Hebung in sie gelegt worden ist und nun erodierend wirksam wird. Sie hat ein bestimmtes Mass. Es fragt sich nur, welches von beiden Agentien, Eis oder Wasser ihre Erosionskraft geschickter auf die Gebirgsmasse anwendet, so dass ein höherer Nutzeffekt entsteht. Da ist denn der Entscheid nicht schwierig:

a) Das Eis verbraucht einen bedeutenden Teil von Arbeit zur Ueberwindung seiner Kohäsion, zum Fliessen, das Wasser nur sehr wenig. b) Das Eis verteilt seine Wirkung auf eine grosse breite Fläche; der Fluss konzentriert sie auf einen schmalen Weg. c) Das Eis zehrt einen Teil seiner Arbeitskraft in feinster Zermalmung, Zerschleifung und Politur der Gesteine auf, wozu Arbeit mit hohem Druck erforderlich ist; der Bach arbeitet im gröbern, er ist gewissermassen eine gröbere Feile, ein rauherer Schleifstein, er poliert und ritzt nicht, sondern schlägt nur die Trümmer zusammen. d) Das Eis schliesst die Mithilfe der mechanischen, teilweise sogar der chemischen Verwitterung im engern Sinne des Wortes grösstenteils aus, es will alles selbst machen; das fliessende Wasser benutzt die Verwitterung zu reichlicher Mitarbeit.

Damit ist selbtverständlich nicht gesagt, dass dem Gletscher nicht gewisse Resultate möglich sind, die das Wildwasser nicht zustande bringt, aber wohl, dass in der gesamten Masse der thalbildenden Wirkung der Gletscher notwendig weit hinter dem fliessenden Wasser zurücksteht, und dass Vergletscherung relativem Stillstand in der Thalbildung gleichkommt.

Diese Betrachtung enthält keine Hypothesen, sie baut nicht auf Deduktionen auf, sie ist vielmehr eine Erwägung der direkt vorhandenen und beobachtbaren Thatsachen. Ich halte sie deshalb für massgebend. Wir lassen weitere Thatsachen folgen, welche in gleichem Sinne reden:

2. Eine sorgfältige Begehung der Regionen mit „surfaces moutonnées“, sei es an Stellen, wo der Gletscher schon in vorhistorischer Zeit verschwunden ist oder wo er durch Zurückweichen in jüngster Zeit den Felsgrund offen zu Tage gelegt hat, zeigt stets, dass der relativ steife Eispflug die Vorsprünge am stärksten angreift und dass dies nur auf der Stossseite des Gletschers

geschieht; da sind die schönsten Abrundungen, Schliffe und Schrammen, die stärksten Abnutzungen zu finden. Auf der Unterseite der Felsköpfe hingegen und in einzelnen Furchen oder Vertiefungen zwischen denselben sind die rauhen Bruchflächen des Gesteines oft von hier liegen gebliebenem Grundmoränenmaterial überdeckt, oft bis auf den heutigen Tag ungeschliffen übrig geblieben. Diese Erscheinungen sind so regelmässig an den skandinavischen Schären (vergl. z. B. Abbildung in Heim, Wirkungen der Glacialperiode in Norwegen, Vierteljahrsschr. der Zürch. natf. Ges. 1871) und auf den geschrammten Flächen von Norddeutschland (z. B. in Rüdersdorf) wie an zahlreicheu Stellen in den Alpen (Gotthardgebiet, Gebiet der Grimsel, der Rofna etc.) und ebenso auf Gneis, Syenit, Porphyr, wie auf Kalkstein, Sandstein, Konglomeraten etc. zu beobachten. Würden die zwischen den Schliffen vorhandenen rauhen Bruchflächen durch Losreissen von Felsstücken durch den Gletscher vom Untergrunde herrühren, so müssten dieselben an den exponiertesten Stellen, d. h. auf der Stossseite der Vorsprünge sich finden, wo sie thatsächlich stets fehlen. Ebenso müsste ihre Verteilung eine andere sein, wenn sie erst seit dem Gletscherrückzug durch Abwitterung entstanden wären. Das Vorkommen der rauhen ungeschliffenen Bruchflächen nur in Winkeln, in welche die relativ steife Eismasse offenbar nicht hinab oder hinein zu greifen vermochte, beweist, dass die abgerundeten Felsköpfe Reste der ursprünglichen Unebenheiten sind, und dass der Gletscher es niemals bis zum vollständigen Ausschleifen dieser vorhandenen, relativ sehr kleinen Unebenheiten gebracht hat. Escher, Ed. Richter, Baltzer, Whitney und viele andere kommen mit dem Verfasser nach der genauen Untersuchung der von rückweichenden Gletschern frei gelassenen Gletscherböden zu dem Schlusse, dass die Gletscherarbeit dem Quantum nach gering ist, dass der Gletscher unfähig ist, selbst eine kleine Felsklippe in seinem Wege wegzuscheuern. Seine ganze Arbeitskraft war absorbiert von den im Wege

stehenden Vorsprüngen, so dass er die Vertiefungen nicht mehr in Angriff zu nehmen vermochte. Die charakteristische Gletscherarbeit, die man thatsächlich sieht, ist nur untergeordnete Detailarbeit, Abnutzung der vorspringenden Ecken und Kanten, aber nichts, was die Thalgestalt wesentlich geändert hätte. Wir haben zugegeben, dass beim ersten Vordringen des Gletschers Stücke des Anstehenden zur Grundmoräne losgebrochen werden können, allein es ist klar, dass dies mit Ausbildung der Gletscherschliffe, d. h. mit dem Verschwinden scharfer Angriffspunkte rasch und für immer fast ganz aufhören muss.

An einigen Stellen (z. B. in Rüdersdorf durch Wahnschaffe) sind teils auf einer anstehenden Felsplatte, teils nahe nebeneinander Gletscherschrammen von zwei verschiedenen Richtungen gefunden worden, welche verschieden alt sein sollen. Hier war also die zweite Schrammung nicht einmal fähig, die erste ganz zu verwischen! Der Gletscher prägt die Thal- und Berggestalten nicht, er poliert bloss die Rauheiten der schon vorhandenen Prägung und nutzt sie im ganzen sehr wenig ab.

Jede Begehrung einer Gletscherschliffregion mit offenen Augen lehrt immer wieder die Geringfügigkeit der Gletscherarbeit im Verhältnis zur Thalbildung kennen.

3. Sehr häufig sehen wir, dass die Ausflüsse der Gletscher sich in den festen Fels zwischen die geschliffenen Felsflächen tief, 1 bis 50 m und mehr, hineingesägt haben. Nicht nur auf den durch Gletscherrückzug blossgelegten Gletscherböden, sondern selbst unter dem Gletscher ist diese Erscheinung häufig zu sehen an Stellen, wo die Zeit, seit welcher der Gletscher sie bearbeitet, und diejenige, seit welcher sein Schmelzbach darüber fliesst, nicht wesentlich verschieden sein können. Das Wasser gräbt also rascher als der Gletscher, es eilt in der Thalaustiefung dem letztern weit voran, und ein Teil des Schlammes vom Gletscherbach rührt nicht einmal von Eiswirkung, sondern von Wasserwirkung her. Weil aber die Verwitterung unter dem Gletscher wesentlich geschwächt ist, bleiben diese subglacialen Bachrinnen trotz

ihrer Tiefe scharfe enge Schluchten ohne Abschrägung ihrer seitlichen Ränder. Der Gletscherschliff bleibt auf der Oberfläche, er vermag nicht in die Erosionsrinne einzudringen. In solchen Fällen (z. B. am Ende des Untergrindelwald-, Rosenlaui-, Hüfi-, Sand-, Fiescher-, Aletsch-, Obersulzbach- etc. Gletschers) kann man sehr schön nebeneinander die Wirkungen von Gletscher und Bach vergleichen. Man sieht dann stets, dass der Gletscher die Vorsprünge, der Fluss die Furchen bearbeitet, dass der Gletscher abglättet und erweitert, der Fluss vertieft und verschärft. Aus vorhistorischer Zeit wiederholt sich in grossartigen Dimensionen das gleiche Phänomen. Man denke an die gewaltigen, zwischen die Gletscherschliffflächen eingeschnittenen Schluchten der Schöllenen, des Pfaffensprunges, der Gegend oberhalb Amstäg, alle genannten an der Reuss, man denke an die Trientschlucht im Wallis, die Rofna (Hinterrhein), die Gegend oberhalb Molins (Oberhalbsteinerrhein), die Handeckgegend (Aare), das Gebiet der Pantenbrücke (Lintthal) und hundert andere mehr. Sie alle zeigen demjenigen, der ohne vorgefasste Meinung beobachtet, ganz direkt ohne Zwischenschluss, dass die Gletscher nur Vorsprünge etwas abrunden, Flüsse und subärische Verwitterung aber das Thal gestalten und in ihrer Wirkung den Gletscher stets weit überholen.

4. Ball, Rütimeyer, Whitney, der Verfasser und andere haben schon wiederholt auf die Felsköpfe und Querriegel aufmerksam gemacht, welche sehr häufig in den Gebirgsthälern, der Bewegung des Gletschers ganz im Wege stehend, erhalten geblieben sind. [1]) Sie sind mit schönen Schliffflächen bedeckt. Die Schrammen steigen

[1]) Penck macht zwar einen verzweifelten Versuch, diesen Einwurf neuerdings zurückzuweisen. Wie dies geschieht, möge der Leser an Hand von dessen Werk (Vergletscherung d. dtsch. Alpen, S. 388 u. 389) selbst beurteilen. Derselbe versteigt sich bei dieser Gelegenheit zu dem gesperrt gedruckten Satze: „Ein Gletscher wirkt nicht wie ein Pflug, sondern wie ein lebhafter Gebirgsbach“, und weiter zur Frage: „Warum haben diese Felsbuckel der Thalerosion getrotzt?“

teils an denselben herauf, teils seitlich um dieselben herum. Sie bestehen in vielen Fällen aus dem genau gleichen Gestein wie die daneben, und wie die thalaufwärts und abwärts folgenden offenern Thalstücke, in manchen Fällen sogar aus weichern Materialien. Das fliessende Wasser weicht einem Vorsprung bei seiner grossen Beweglichkeit und geringen Tiefe leicht aus und bleibt einschneidend auf dem abgelenkten Wege auch dann noch, wenn die Ursache zur Ablenkung verschwunden ist. Es lässt Felsköpfe stehen, indem es sie umfliesst, wozu die geringfügigste Veranlassung genügt hat. Das Wasser durchschneidet Querriegel in tiefer, aus Erosionskesseln gebildeter Schlucht, es findet dort seinen Weg und hat zunächst keine Veranlassung, die nicht hindernden seitlichen Teile anzugreifen. Ganz anders der Gletscher. Der einige 100 m dicke und breite Gletscher konnte dem mitten aus dem Thalboden ragenden, vielleicht 50 oder 100 m hohen Felskopf nicht ausweichen, ihn auch nicht flüchtigen Fusses überspringen. Dazu ist er viel zu schwer beweglich und gleichzeitig zu anschmiegend plastisch. Im Gegenteil musste durch dies Hindernis seine Schleifarbeit sich hierher konzentrieren. Wenn die Erosionskraft der Gletscher nur einigermassen bedeutend wäre, so hätten sie in allererster Linie diese „Steine des Anstosses“ herunterschleifen müssen. Man betrachte die geschliffenen Felsköpfe am Ende des Aletschgletschers, des Gornergletschers, diejenigen, welche den Fieschergletscher und den Pasterzengletscher unten in zwei Zungen teilen, die geschliffenen Klippen, die unterhalb des Unteraargletschers aus dem Thalboden vorragen, besonders den gewaltigen Felskopf zwischen Grimselsee und Aare, weiter den Felskopf, der vom Hüfigletscher seit ca. 1854 entblösst gelassen ist, oder denjenigen des Golzerberges im Maderanerthal. Man untersuche die geschliffenen Klippeninseln aufragend mitten in Seen, von welchen behauptet wird, sie seien durch die Gletscher ausgehobelt worden (Sellasee, Oberalpsee im Gotthardgebiet, Crestalta bei Silvaplana im Oberengadin, Ufenau im Zürichsee etc.), die Felsklippe unterhalb Amstäg im Reussthal, die Burghügel

von Sitten, die aus weichem Schiefer bestehen, während die Thalwände meistens aus festern Gesteinen gebildet werden. Ferner gehören hierher der Kalksteinriegel bei Hasli im Grund und bei St. Maurice (Wallis), welche beide auf eine Thalerweiterung im viel resistenzfähigern Gneise folgen. Unter dem Fornogletscher auf Maloja findet sich eine Felsklippe, neben welcher der Gletscher sich noch im Jahre 1850 durch eine bloss etwa 8 m weite und 6 m tiefe Bresche gedrängt hatte. Die Oberseite des Kopfes, die Seiten der Bresche und das seitliche Thalgehänge sind mit Gletscherschliffen bedeckt, das Gestein aber ist überall das gleiche. Warum hat der Gletscher nicht in erster Linie den Felskopf heruntergefeilt?

Obschon ich mich eigentlich mit der Aussage begnügen könnte, dass kaum in einem Gebirgsthal solche geschliffene und dennoch bestehende Felsköpfe fehlen, will ich doch noch eines Falles besonders erwähnen. Fährt man vom Julier gegen Norden durch das Oberhalbsteinerthal hinab, so erblickt man vor sich überall Gletscherschliffbuckel mit schön erhaltenen Schliffen. Sie beherrschen den Oberflächencharakter. Oft ragen am Ende einer Thalstufe einzelne gewaltige Klippen in die Höhe, oder das Thal verengt sich, wie z. B. unterhalb Stalla, unter Stalvedro, Marmels und Molins. Die Gletscherschrammen steigen an den einförmigen Klippen empor oder schmiegen sich um dieselben herum. Der Gletscher war durch sie zu Abweichungen gezwungen, aber er hat sie nicht bewältigt, sie bestehen noch. Wenn der Gletscher nicht einmal solche einzelne Klippen zu bewältigen vermag, wie soll er Thäler und Seebecken gehöhlt haben? Ganz anders wird das Bild, wenn wir thalaufwärts schauen. Dann sehen wir an der Unterseite der Thalschwellen und in den Steilstufen tiefe Erosionsschluchten, massenhaft frische Anbrüche, kleine Felsstürze, Abrutschungen, rauhe Abwitterungsgestalten, kurz charakteristische Formen lebhaft fortgehender Thalbildung durch Erosion und Verwitterung. Der Gletscher hat stossend von oben gegen unten gearbeitet, von oben

thalauswärts gesehen erkennen wir, dass dem Formendetail seine Arbeit aufgeprägt ist, und wir sehen vor uns die stagnierenden Thalstufen mit stabilern Formen, den Stillstand in der Thalbildung, den Gletscher erzeugen. Die Thalbildung durch Erosion und Verwitterung schreitet von unten nach oben vor, von unten nach oben gesehen erblicken wir thaleinwärts die jungen fortschreitenden Austiefungen, wir sehen in die neu sich auskolkenden Thalstrecken hinein. Der Kontrast von Stagnation und Wiederbelebung in der Thalbildung und ihr Zusammenhang mit Gletscher und Erosion im weitern Sinne springt hier sehr in die Augen. Gleiches findet sich übrigens auch in anderen Thälern.

Auch Skandinavien ist reich an zahllosen Variationen des gleichen Themas: Die Gletscherarbeit ist der Thalbildung ganz untergeordnetes Detailwerk. Mitten in Seen und Fjorden ragen zahllose geschliffene Klippen auf, die erhalten geblieben sind, oft ganz aus dem gleichen Gesteine bestehend wie die vertiefte Umgebung. Liest man die Beschreibungen und Karten der Dänen über Grönland, so findet man z. B. erwähnt, dass dem Ende des Frederikshaabgletschers einige geschliffene Felsklippen vorliegen, an denen der gewaltige Gletscher seine Grundmoräne direkt sichtbar hinaufdrückt. Er hat dies seit undenklichen Zeiten schon gethan, hat lange über diese Felsklippen ganz weggehobelt, nirgends musste der Hobel mehr angreifen, als gerade hier. Dennoch sind diese Klippen noch immer da. Die Nunataker von Jensen sind die obersten Gipfel eines der Bewegung des Binneneises quer im Wege stehenden Grates. Dieser gewaltigste Gletscher der Gegenwart staut sich thatsächlich an dem Hindernisse hoch hinauf, fegt seine Grundmoräne an demselben empor, und dennoch sind sie thatsächlich noch nicht weggeschliffen!

Diese wenigen Beispiele mögen für tausende gelten.

Nun sagte man, es sei vom Gletscher nicht zu verlangen, dass seine Arbeit schon vollendet sei, bis heute habe er die umgebende Thal- oder Seetiefe ausgeschliffen und gelange nun soeben an diesen Felskopf. Allein der

Gletscher kann nicht durch enormes Ausarbeiten an einer Stelle und plötzliche Suspension seiner Arbeit unmittelbar daneben sich selbst erst ein gewaltiges Hindernis herausmodellieren. Dazu ist seine Arbeitsart eine viel zu gleichförmig verteilte. Dergleichen Launen kann man dem breiten Hobler nicht zutrauen, ein Gletscher würde ein solches Hindernis gar nicht entstehen lassen, wenn er zur Thalgestaltung Wesentliches zu sagen hätte, er würde sich dafür mit einer seichtern Thalkolkung begnügen.

5. Die allgemeinen, für Erosion und Abwitterung bezeichnenden grossen Gestalten der Gebirgsthäler finden sich ungestört auch da wieder, wo die ganze Oberfläche mit Gletscherschliffen bedeckt ist. Jede stärker eingreifende Formveränderung durch Gletschererosion müsste die charakteristischen subärischen Abwitterungsformen verwischt und durch solche ersetzt haben, welche dem viel steifern Gletscherhobel entsprechen würden. Der Thalgrund müsste z. B. hohlcylindrische Gestalt annehmen, statt so oft das Querprofil von der Form V zu zeigen. Dies ist nirgends zu finden. Das gesetzmässige Auftreten der Thalstufen und Stromschnellen und der aus dem Fels gearbeiteten Terrassen (Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung Bd. I, Abschn. V), die pyramidalen Bergkanten zwischen den sich tief aufwärts verzweigenden Wasserfurchen — alles dies ist auch noch nach der längsten Eisbedeckung zu sehen. Warum sehen wir hingegen Gletscher so exakt komplizierten Thalformen sich anschmiegen, durch die sie in lebhaftem Wechsel dort zu Stauung und Einengung, an anderer Stelle zum Zerreissen und Stürzen, dann wieder zur Umkrümmung oder Zerteilung gezwungen und gequält werden? Vom grönländischen Binneneise sogar berichten die Dänen (Meddelelser om Grönland I, 185): „Die Oberfläche selbst des Binneneises hat ein sehr veränderliches Aussehen, in welchem sich deutlich die Natur des Untergrundes abspiegelt.“ Warum spiegelt sich nicht vielmehr in den Thälern die Natur der Gletscher ab? Warum müssen die Thäler sich nicht umgekehrt den Gletschern fügen,

wenn doch die letztern die Kraft haben sollen, tiefe Seebecken, d. h. Thäler, auszuhobeln?

6. Ich habe früher von der wahrscheinlich teilweise auf Gletscher zurückzuführenden Ausweitung mancher Molassethäler gesprochen, die von den Alpen, deren Hauptquerthäler mehr oder weniger geradlinig fortsetzend, ausgehen. Es ist aber sehr bemerkenswert, dass die meisten dieser Thäler dafür in der Vertiefung zurückgeblieben sind; der früher ihnen angehörende Hauptfluss hat tiefere Wege gefunden, die manchmal quer zu den frühern Gletscherläufen gehen und nicht mehr in das höhere, relativ stagnierende Gletscherbecken zurückkehren. Letztere sind mehr oder weniger tote Thäler mit seichten Moränenseen geworden. Auch hier zeigt sich, dass der Gletscher mehr ausweitet als vertieft, der Fluss im ersten Thalbildungsstadium mehr vertieft, erst im zweiten ausweitet. Hätte die Vergletscherung das Thal wesentlich vertieft, so wäre es den Flüssen nicht eingefallen, so oft die Gletscherhauptthäler zu verlassen.

Beispiele solcher in der Austiefung zurückgebliebenen und deshalb von den frühern Hauptflüssen verlassenen alten Gletscherthäler sind:

	Höhe des Hauptgletscherthales	Früherer Fluss oder Gletscher desselben	Jetzige Höhe d. abgelenkten Flusses daneben
Thal der Suhr (Sempachersee)	507 m	Reussgletsch. 1. Hauptarm	430 m
Thal der Aa (Baldegger- und Hallwylersee)	450 bis 470	Reussgletsch. 2. Hauptarm	370
Vom Zugersee nach Affoltern-Bonnstetten	500	Reussgletsch. Zugerseearm	370
Bubikon-Grüningen-Greifensee .	500 bis 450	Linthgletsch. 2. Hauptarm	400
Pfäffikonerseethal	540	Linthgl. östl. Hauptarm u. Walenseegl.	410
Klettgau (Schaffhausen) . . .	416	Rhein	340
Thallinie Heimgarten-Murnau-Starnbergersee (Bayern) .	700 bis 600	Isar	600 bis 500

Die vergletscherten Molassethäler, welche ihren Fluss verloren haben, sind somit in der Vertiefung bedeutend zurückgeblieben — sie sind durch die Bedeckung mit Eis in Stagnation übergeführt worden.

Ein weiterer Beweis dafür, dass auch das Ausschleifen der Molassethäler nicht sehr bedeutend war, sind die auch hier vorragend gebliebenen isolierten weichen Molassehügel, wie z. B. der Burghölzlihügel bei Zürich.

All diesen Thatsachen zum Trotze will man dennoch gerade die grössten Thaltiefen der Gletscherarbeit zuschreiben. Für zahlreiche Fälle, wo der Hauptflusslauf durch einen grossen See geht (Zürichsee, Genfersee, Vierwaldstättersee etc.), lässt sich überdies sehr oft in aller Schärfe beweisen, dass diese Seen älter als die Zeit grosser Gletscherverbreitung sind und als durch Dislokationen untergetauchte oder gestaute Thalstrecken aufgefasst werden müssen. Der Detailnachweis kann allerdings nicht an diesem Orte gegeben werden.

7. Arnold Escher von der Linth hat vielfach beobachtet (schriftlicher Nachlass), dass in den Moränen des schweizerischen Molassenlandes Trümmer von Gesteinsarten, welche nur in den Thalgründen, nicht oben an den Gehängen sich finden, entweder ganz fehlen, oder doch sehr spärlich sind, währenddem sie gerade relativ häufig sein müssten, wenn die Grundmoräne vom Untergrunde losgerissen wäre.

8. Thatsächliche Beweise dafür, dass die Grundmoräne den schon vorher gebildeten Schutt über der anstehenden Unterlage sich teilweise einverleibt, sind von vielen Glacialforschern gegeben worden, allein unzweideutige thatsächliche Beobachtungen darüber, dass der Gletscher aktiv seine anstehende Unterlage in irgend welchem nennenswerten Masse aufreisse und von derselben Stücke und Blöcke, nicht nur feinen Schlamm und Sand, abtrenne, suche ich in der Litteratur vergeblich. Hie und da finde man, so heisst es, dem anstehenden Untergrund entnommene eckige Blöcke, welche nur auf einer Seite geschrammt seien, in der Grundmoräne (Wahnschaffe). „In der That dürften solche einseitig ge-

schrammte Geschiebe nichts anderes sein als losgelöste Stücke von Gletscherschliffen auf anstehendem Gestein" (Penck 42). Allein Penck selbst gibt (S. 39) an, dass ursprünglich lose Grundmoränenstücke dauernd in der stehenden Grundmoräne festgekittet und dann auf ihrer Oberfläche nach Art und Richtung des anstehenden Felsens geschrammt werden können, und wir selbst haben das Gleiche an aktuellen Gletschern beobachtet (S. 375 unten), somit sind auch die genannten seltenen Funde nicht eindeutig. Die Profile, welche Wahnschaffe über Rüdersdorf gibt (Jahrb. d. preuss. geol. Landesanstalt 1882) sind wohl so aufzufassen, dass der Gletscher die in Trümmer in loco gelockerten und aufgelösten Muschelkalkschichten gestaucht hat, denn sonst könnten diese Stauchungen kaum plötzlich ohne Uebergang aufhören und daneben total ungestörte Schichtenköpfe in gleicher Lage und gleicher Exposition stehen geblieben sein.

Uebrigens haben wir als Ausnahme die Möglichkeit von direkter Abtrennung von Stücken des anstehenden Grundes, besonders unter dem zum erstenmale vorrückenden Gletscher ausdrücklich angenommen. Diese paar wenigen, anscheinend so abgetrennten Stücke, welche überhaupt bisher gefunden worden sind, bilden selbstverständlich nicht einen Beweis für eine wesentliche Bildung der Grundmoräne durch Aufarbeiten der anstehenden Unterlage. Dieser letztere Beweis ist zwar in Worten behauptet (z. B. Quart. Journal of geol. Soc. 1877, S. 165 etc.), aber bisher noch niemals durch Thatsachen gegeben worden. Etwas Schlamm und Sand ist meist der einzige Beitrag, den der anstehende Felsgrund der Grundmoräne liefert.

Zusammenfassung.

Es kann hier nicht unsere Aufgabe sein, einen ausführlichen Feldzug gegen die Uebertreibungen der Gletscherwirkungen zu Thal-, Cirkus-, Fjord- und Seebildung zu unternehmen. Die Begründungen für solche Auffassungen sind fast durchweg so unscharf gegeben worden, die einzelnen „Beweispunkte" sind so vieldeutig, man

hat so oft Ursache und Wirkung verwechselt, so oft orographische Gestalten den Gletschern zugeschrieben, die in niemals vergletscherten Gebieten sich ebenso typisch finden und ganz typisch für Vorgänge ausserhalb des Gletschers sind, man hat sich so wenig den direkt an jetzigen Gletschern zu beobachtenden Thatsachen angelehnt, und die Beweise auf Umwegen mit komplexen Fehlerquellen und kühnen Phantasiesprüngen herbeigezogen, dass wir füglich die Diskussion den Fachschriften überlassen und das Resultat abwarten können, vorläufig ohne jenen Anschauungen hier mehr Raum zu geben. Der Verfasser erlaubt sich nur seine eigene Ueberzeugung mitzuteilen, ohne dieselbe als abgeschlossen bezeichnen zu wollen.

Allmähliches Ausfegen einer Schuttmasse aus einem Thal durch Gletscher (de Mortillet) halte ich nach den Thatsachen, welche wir den jetzigen Gletschern selbst entnehmen, nicht für unmöglich, obschon dieser Vorgang nicht thatsächlich bewiesen ist; desgleichen halte ich etwelche Thalverbreiterung bei wenig tiefen Thälern in locker sandigen Gesteinen und Ausschleifen seichter Mulden auch in festerm Fels für denkbar, obschon auch hier der direkte Beweis fehlt und der indirekte nicht unbedingt scharf gegeben worden ist. Ausschleifen von grössern Seebecken in Fels durch Gletscher (Ramsay) halte ich für unbewiesen. Nach dem, was ich und andere über Gletscherwirkungen und ihre Geringfügigkeit direkt beobachtet haben, kann ich mich dieser Hypothese nicht anschliessen, finde sie aber weiterer Prüfung wert. Die Cirkus-, Thal- und Fjordbildung durch Gletscher (Tyndall, Helland) hingegen halte ich für eine allzu starke Verkennung der Thatsachen über die Wirkung der verschiedenen Agentien wie Erosion, Verwitterung, Gletscherwirkung, Dislokation etc.

Wir gelangen über die Frage: „woher stammt das Material der Grundmoränen?“ zu dem Resultate:

1. Die Grundmoränen stammen bei sehr vielen Gletschern (Alpen, Himalaya, Neuseeland) zum grössten Teil von den Obermoränen (S. 373).

b) Die zweite Quelle für die Grundmoränen bildet der schon vor der Vergletscherung abgewitterte und im nun vergletscherten Thale in loco oder auf Umladungsplätzen angehäufte Schutt (so vorwiegend in Norwegen und besonders in Grönland, ferner vielfach bei den Gletschern der Eiszeit). (S. 374.)

c) Abarbeiten des anstehenden Untergrundes findet fast nur in Form von Schleifschlamm und Schleifsand statt. Ein Aufarbeiten des anstehenden Felsgrundes in Form von Gesteinsbrocken kommt gar nicht oder nur in ganz untergeordnetem Masse vor. Die Vergletscherung ist ein relativer Stillstand in der Thalbildung.

Wie erscheint uns nun der Gletscher im ganzen im Verhältnis zum Verwitterungsschutt? Er kolkt nicht wesentlich, er reibt nur die kleinen Formen ab, poliert und schrammt sie. Im übrigen exportiert er den von den Gehängen herunterstürzenden Verwitterungsschutt zum Teil als auf einem langsamen Schlitten ruhig auf seinem Rücken getragen —, zum Teil gerät der Schutt unter den Gletscher. Der schon vorher im Thal abgetrennte und auf Umladen und Weiterführen harrende Schutt wird zusammen mit dem von den Obermoränen stammenden von der Gletscherunterfläche langsam und ziemlich gleichförmig ausgefegt. Der Gletscher ist im ganzen viel weniger Abtrenner und Ausfurcher als vielmehr Umlader und Exportmittel für den Schutt. Manches türmt er zu Moränen auf, anderes übergibt er fein zerrieben dem Wasser. Er ist ein Frachtschlitten, der Fluss aber ein wilder Flösser und Säger. Der Gebirgsbach arbeitet periodisch gewaltig, der Gletscher langsamer und stetiger. Ferner erzeugt der Gletscher teilweise eine weitergehende Zerkleinerung des Schuttes, teilweise transportiert er die Blöcke unverändert, während der Fluss alles Material gleichartig behandelt. Hierin liegt ein wesentlicher Unterschied vom Flusse. Nur sehr selten lagert ein gletscherfreier Fluss einen so dichten, feinen und fest werdenden Schlamm ab, wie die Gletscherbäche, aber auch niemals bringt er so gewaltige Blöcke, wie die

Gletscher sie auf ihrem Rücken tragen oder beim Vorschreiten vor sich her wälzen.

V. Vergleichung der Wirkungen der Gletscher mit solchen anderer Agentien.

Wir fassen in kurzer Uebersicht die Wirkungen der Gletscher zusammen und stellen sie gegenüber denjenigen des Wassers oder anderer Agentien, welche ähnliche Wirkungen zu erzeugen vermögen:

Moränen.	Bach- und Flussablagerungen.
Obermoränen und Endmoränen sind Schutthügel und Schuttwälle an den Gehängen mit Gefälle thalwärts oder bogenförmig quer durch das Thal gehend. Grundmoränen unregelmässig verteilt an den Gehängen wie im Thalgrunde.	Flache Ausfüllungen in Vertiefungen, Thalgründen und an Mündungen in Seen und Meer, Schuttkegel, Delta, Terrassen.
Vorwiegend ungeschichtet.	Immer geschichtet.
Feiner Schlamm und Sand, Steine aller Dimensionen bis zu den grössten Blöcken regellos durcheinander; bei den Grundmoränen geschrammte Steine fest eingeschlossen in feinem Thon oder Mergel.	Geschiebe ähnlicher Grösse beisammen in der gleichen Schicht.
Steine bald eckig und scharfkantig (von Obermoränen stammend), bald abgeschliffen, teilweise poliert und mit Ritzen und Schrammen versehen (aus den Grundmoränen).	Alle Geschiebe rundlich glatt, matt, niemals geschrammt.
Sowohl eckige als geschliffene vom gleichen Ursprungsort nebeneinander.	Gleichweit hergespülte Geschiebe in ähnlichem Grade gerundet.
Gesteinsarten in Zonen in der Reihenfolge ihrer Ursprungsorte im allgemeinen unvermischt von links nach rechts geordnet.	Gesteinsarten des ganzen zugehörigen Thalhintergrundes regellos gemengt.

Moränen.	Bach- und Flussablagerungen.
Der Gletscher transportiert kleine wie grosse Steine in der Regel gleich rasch.	Der Fluss rollt kleines Geschiebe viel rascher als grobes.

In anderer Weise zusammengefasst lässt sich dies wie folgt ausdrücken:

Moränen.	Bach- und Flussablagerungen.
Mengung nach der Grösse und Gestalt der Trümmer.	Sonderung nach der Grösse und Gestalt der Trümmer.
Sonderung nach der Gesteinsart (Herkunft).	Mengung nach der Gesteinsart (Herkunft).

Schutthalden und Schuttkegel, die sich auf trockenem Wege gebildet haben, zeigen niemals geritzte und gerundete Blöcke, ausser wenn Moränentrümmer sich beigemischt haben; alle sind gleich eckig und meist nur aus einer oder wenigen Felsarten gebildet, weil ihr Bildungsherd klein ist. Sie enthalten fast niemals Schlamm, und die grossen Blöcke rollen meist tiefer hinunter, als die kleinern; sie lehnen sich vollständig an die Bergwand oder Steinschlagrinne an, während die Moränen auch gegen diese einfallen.

Die Steinmassen, welche durch Lawinen zu Thal geführt werden, haben oft einzelne Schrammen, ebenso Trümmer aus Bergstürzen, niemals aber polieren sich dabei die Steine; wie bei den Schutthalden sind die Blöcke selten von mehrern verschiedenen und niemals von erst weit entlegen vorkommenden Felsarten. Lawinenschutt bildet nicht Längswälle.

Wenn bei grossen Bergstürzen das Phänomen der Schuttströme entsteht, so können durch Auspflügen des Untergrundes und Mengen desselben mit Bergsturztrümmern allerdings den Seiten- und Endmoränen sehr ähnliche Wälle entstehen, die regelrecht geschliffenen Steine aber fehlen denselben und ebenso meist der echte feine Glacialschlamm.

Gletscherschliff auf anstehendem Fels.	Bach- und Flusserosion in anstehendem Fels.
Bearbeitet die Vorsprünge und Erhöhungen der Thalwände und des Thalbodens auf der thalaufwärts gelegenen (Stoss-)Seite,	Bearbeitet den Grund der Vertiefungen (Thalfurchen), weicht vorspringenden Felsköpfen aus
und schleift dieselben ab zu konvex gekrümmten,	und schleift dieselben zu konkav gekrümmten,
in der Thalrichtung länglichen,	im Grundriss fast kreisförmigen,
von bald vertieften, bald der Unterseite (Leeseite) der Felsköpfe angehörenden, ungeschliffenen, rauh gebliebenen Stellen unterbrochenen	sich zur zusammenhängenden Furche ohne Unterbruch mannigfaltig aneinanderreihenden
Buckeln (surfaces moutonnées).	Kesseln oder kesselförmigen Aushöhlungen aus.
Die Gletscherschliffflächen sind oft spiegelglänzend und, wenn gut erhalten, immer mit langen Furchen und Schrammen in der Thalrichtung versehen.	Die Erosionskessel sind, wenn trocken, stets matt und glatt ohne Schrammen.
Vergletscherung führt zu Stagnation in der Thalbildung.	Der geschiebeführende Fluss ist besonders im Sinne der Vertiefung ein kräftiger Thalbildner.

Die Lawinen erzeugen durch die mitgerissenen Steine oft in ihren Zügen eine geschrammte streifige Abnutzung, welche im Handstück etwas rauher, aber immerhin ähnlich einem Gletscherschliff aussieht. Die Schrammen sind aber kürzer und ihre Richtung ist diejenige des grössten Gefälles, meist also senkrecht zu der Richtung der Gletscherschrammen; sie sind auf einzelne Stellen des Lawinenzuges beschränkt.

Das Vieh, das sich auf der Weide an einzelnen vorspringenden Steinecken kratzt, erzeugt dadurch nicht nur an Kalkstein, selbst an Granit Abnutzungen, die ein Ungeübter im Handstück für Gletscherschliff ansehen könnte; allein nur die Politur ist da, die Schrammen fehlen und die starke Krümmung der polierten Fläche, die Lokalisierung und Verteilung der Abglättungen lässt

sofort die Ursache erkennen. Steine und Felsflächen in steilen Wegen, über welche man mit genagelten Schuhen geht oder Schlitten zieht, erhalten im kleinen Handstück oft Schliffe mit Politur und Schrammen, die auch den Kenner täuschen können, allein die Art des Vorkommens entfernt sofort die Zweifel. Vielleicht gibt es lokal noch andere Gelegenheiten zur Entstehung ähnlicher Schliffe. Ein einzelnes losgetrenntes Handstück ist also nicht sicher auf Gletscherwirkung zurückzuführen. Das Vorkommen der Schliffe in der Natur aber lässt selten Unsicherheit aufkommen.

Wenn eine Felsmasse auf einer anderen gleitet, sei es als Bergrutsch, sei es als Dislokation durch tiefer liegende Ursachen bedingt, so entstehen ebenfalls glatte, oft spiegelglänzend gestreifte Flächen. Allein:

Beim Gletscherschliff	Bei der Rutschfläche
finden wir nur vertiefte Linien (Schrammen), welche in die allgemein geglättete Fläche eingegraben sind.	finden wir die Streifung sowohl aus Furchen wie aus feinen Rippen zusammengesetzt.
Die Schrammen gehen nicht genau parallel, sondern kreuzen sich oft unter schiefen Winkeln.	Die Streifen gehen parallel.
Der Gletscherschliff findet sich nur an der äussern Gebirgsfläche.	Die Rutschflächen gehören dem Gesteinsinnern an und setzen sich in Gesteine hinein fort. Beide Seiten einer solchen Gesteinsfuge zeigen die Rutschstreifen.

In der That ist unter 10 Fällen selbst im blossen Handstück Gletscherschliff und Rutschfläche („Harnisch“) 9mal auf den ersten Blick mit Sicherheit durch ein darauf geübtes Auge zu unterscheiden, auf dem Anstehenden ist die Unterscheidung noch leichter zu treffen.

Sand und Staub, vom Winde an Felsen geworfen, erzeugen an denselben eine Abnutzung und Abglättung. Die Beschaffenheit dieser von Flugsand geglätteten Felsflächen ist noch nicht genügend für verschiedene Gesteinsarten studiert, allein die Unterschiede vom Gletscherschliff sind stets auffallend:

Gletscherschliff	Flugsandglättung
findet sich vorwiegend an Vorsprüngen, fehlt in Vertiefungen.	reicht auch in feinere Klüfte und Vertiefungen hinein, wo der Flugsand sich wirbelnd fängt.
Bildet konvexe Flächen in grösseren Formen.	Bildet kleine konkave, sich in Kanten berührende, rundliche Austiefungen, welche die geglättete Fläche zusammensetzen.
In der glatten Fläche sind Furchen eingegraben,	Zwischen den glattschaligen Austiefungen bleiben kleine vorspringende Erhöhungen.
welche oft die Gestalt langer, haarfeiner Ritzen oder Schrammen annehmen.	Deutliche Schrammen fehlen vollständig.
Die Beschaffenheit wird nur untergeordnet von der Gesteinsart und ihrer Struktur beeinflusst.	Die Beschaffenheit ändert sehr stark nach Gesteinsart und Struktur.

Treibeisdrift erzeugt durch Stranden von geschiebehaltigen Eisbergen an Felsklippen Schliffe, welche den Gletscherschliffen wohl sehr ähnlich sein müssen. Ort, Verteilung und Verbreitung, Zusammenvorkommen mit submarinen Ablagerungen können helfen, sie von Gletscherschliffen zu unterscheiden, während sie im Handstück möglicherweise ununterscheidbar sind.

Man hat wohl in früherer Zeit einst auch Karrenbildungen und „Riesentöpfe“ als Gletscherwirkungen aufgefasst. Die Karren oder Schratten sind so sehr von den Gletscherwirkungen verschieden, dass wir sie denselben nicht einmal gut gegenüberstellen können.

Gletscherschliff.	Karren.
Kommt auf allen Gesteinsarten in ganz ähnlicher Weise vor.	Entstehen nur in direkt auflöslichen Gesteinen, und zwar vorwiegend in reinem Kalkstein, auch in gleichmässigem Dolomit und, weniger deutlich zwar, in Gips. Karren fehlen den krystallinischen Silikatgesteinen.
Ist eine mechanische Abreibung durch vom Eis bewegte Grundmoräne.	Ist eine chemische Erosion (Auflösung) durch Wasser.

Gletscherschliff.	Karren.
Zerstört Zacken durch Abschleifen, mildert die Formen, gleicht die Unebenheiten aus und bildet glattgeschliffene Flächen.	Bildet zahllose Furchen, Löcher und Trichter mit dazwischen aufragenden schneidigen, grätigen Kanten und stets rauhen Flächen, eine so scharfe Gliederung, dass das Ueberschreiten ohne Verletzungen oft fast unmöglich wird.
Bildet sich unter Gletscher.	Wird, unter Gletscher gelangend, durch Abschleifen wenigstens in den charakteristischen Schärfen zerstört.
Wird den Hydrometeoren offen preisgegeben, wenigstens in der feinern Ausarbeitung verwischt und, auf Kalkstein entstanden, durch spätere Karrenbildung zerstört. Zuerst verschwindet die Politur, dann entstehen zahlreiche kleine Wasserrinnen durch Auflösung in der Richtung des grössten Gefälles. Die allgemeine rundliche Form bleibt am längsten kenntlich, das Formendetail wird bei Kalkgletscherschliffen, die vom Gletscher verlassen worden sind, mehr und mehr karrig rauh.	Bildet sich am besten unter lange liegendem Schnee an der untern Grenze der Schneeregion und, zwar weniger scharf, durch die Hydrometeore, aber nur ausnahmsweise und verkümmert undeutlich unter kleinen, kaum schleifenden Gletschern. Frische Karrenbildung gehört in den Alpen der Region zwischen 1800 und 3000 m an.

Die grössten nackten Karrenfelder der Alpen liegen meist da, wo keine Gletscher sind, und häufig sogar da, wo Gletscher niemals gearbeitet haben können. Sie sind dort in fortwährender Weiterausbildung begriffen. Ihre Schärfen nehmen, wie Escher beobachtet hat, schon in 10 bis 20 Jahren merklich zu. [1] An vielen Stellen findet man neue echte Karrenfurchen und Karrenlöcher auf

[1] Die Behauptung von Rothpletz (Das Diluvium um Paris, Denkschriften der schweiz. naturf. Ges., 1881, S. 46), die Karren seien „tot“, sowie manche andere Angaben desselben an gleichem Orte über Karren rühren wohl bloss von ungenügender Beobachtung her. Ebenso irrig ist es, wenn die zahllosen Karrenlöcher und Schlotten der Kalkfelsen an der Küste der Normandie für Riesentöpfe (Strudellöcher) der Eiszeit gehalten werden (S. 44).

den Gletscherschliffbuckeln. In manchen Gebieten (Dachsteingebirge etc.) sind noch frische Karren nur deshalb vorwiegend in alten Gletscherböden zu finden, weil der Gletscher beim Rücktritt die kahle Fläche frei von jedem schützenden Vegetationsmantel den karrenbildenden Hydrometeoren überliefert hat, während seitlich Schutt und Vegetation der Karrung entgegengetreten sind. Unter den Gletschern bilden sich hie und da durch die mit Sand und Schlamm beladenen Schmelzbäche einzelne Furchen aus, die oft schon Karren genannt worden sind. Sie unterscheiden sich stets von den echten Karren dadurch, dass ihr Grund glatt ausgeschliffen ist; die echten Karrenfurchen und -Löcher aber sind rauh. Darin liegt eben der Unterschied mechanischer und chemischer Ausfurchung. Unter dem Gletscher wiegt die erstere vor, nur wo die chemische Auflösung allein wirken kann, entsteht die echte Karrenbildung. Wenn günstige warme Sommer in längerer Reihe sich folgen, so gewinnt die Vegetation die Oberhand über die Karren. Unter der Vegetationsdecke verlieren sich die Schärfen, dann erst wird die Karrenbildung „tot". Findet man eine mehr oder weniger kräftige Vegetation in den Karren, so beweist dies stets ein früher rauheres Klima mit länger liegendem Schnee. Hie und da findet man sogar in tiefern Regionen Karren ganz unter Vegetationsboden vergraben (z. B. künstlich abgedeckt im Park des Hotel Axenstein, Vierwaldstättersee, 750 m ü. M.). Dies ist allerdings kein Beweis für frühere Vergletscherung, wohl aber für langes Liegen von Schnee und Fehlen von Vegetation zur Zeit ihrer Bildung, also für ein eiszeitliches Klima. Nach dem Klima ergeben sich indessen schon ursprünglich eine Reihe Modifikationen in der Karrenbildung. Lange liegender Schnee ist das Hauptmoment, das zur Ausbildung der Hochgebirgskarren führt. An anderen Orten wird die Vegetationslosigkeit der Kalkflächen durch Trockenheit oder Wind bedingt, die Karrung durch Regenwasser. So finden wir Zwischenformen, welche uns von den wilden, scharfen Hochgebirgskarren zu den Flächen überführen, wie sie auf dem Monte Pellegrino bei Palermo oder im Karste vorkommen.

(Näheres über die Hochgebirgskarren in A. Heim, Jahrbuch des Schweizer Alpenklub 1876.) Schlotten und Höhlen sind in der Hauptsache oft eine interne Karrenbildung, die in jedem Klima vorkommen kann. Riesentöpfe (Strudellöcher) können allerdings durch Lösung an den Wänden allmählich Karrentrichtern ähnlich werden, allein nicht umgekehrt. Form, Zahl, Anordnung lassen ein beobachtendes Auge indessen kaum in der Unterscheidung irren.

Die Riesentöpfe oder Erosionskessel sind, wo sie in Bachfurchen liegen, schon oben in ihren Unterschieden von Gletscherwerk gekennzeichnet worden. Sie kommen aber hie und da unter Verhältnissen vor, welche mit Sicherheit auf frühere Vergletscherung schliessen lassen. Wir werden hierauf erst im Abschnitt über die vorhistorischen Gletscher eintreten.

Der vorrückende Gletscher kann Schuttboden liegen lassen und über denselben wegschreiten, er kann aber auch Schuttgrund an seinem vorrückenden Ende aufpflügen, stauen etc., und denselben, wenn er ihn ganz überdeckt hat, langsam ausschürfen. Gleiche Schichtenstörungen im lockern Untergrunde können strandende Treibeismassen und am Ufer von stark frierenden Seen auch die sich überschiebenden Eisdecken erzeugen.

Submarine Moränen, Gletscherdeltas, Ablagerungen der Treibeisdrift, ferner Ablagerungen der Gletscherbäche unter dem Gletscher selbst oder ausserhalb des Gletscherendes thalabwärts oder in Gletscherseen unterscheiden sich:

1. Durch undeutliche bis ausgezeichnete Schichtung von den direkten Gletschermoränen.

2. Durch Mengung von noch kaum abgenutzten, eckigen, mit gerundeten und teilweise noch deutlich geschrammten Trümmern, sowie mit viel Sand und Schlamm von den mechanischen Absätzen, die aus dem Wasser allein gebildet sind. Sie beweisen unverkennbar die Nähe des Gletschers während ihrer Bildung.

Wo eine einzelne Erscheinung nicht in voller Klarheit auftritt, da ist es die Verbreitung der Spuren und die Vergesellschaftung mehrerer bezeichnender Wirkungen, welche über frühere Anwesenheit von Gletschern entscheiden kann. Wir sind glücklicherweise über die Zeit hinaus, da jeder einzelne Felsblock, oder jeder Stein mit einigen Schrammen als Zeuge einstiger Vergletscherung für beweisend gehalten wurde. Die besprochenen Wirkungen der Gletscher sind also ganz eigentümliche; sie sind für ein darauf geübtes Auge fast immer auf den ersten Blick sicher von denen anderer Agentien zu unterscheiden, und im Gange der Natur lässt sich zur Stunde nichts angeben, das sehr ähnliche oder gleiche Wirkungen ausübte.

G. Die Organismen des Gletschers.

Die Schneeregion der Alpen hat eine Menge von vorübergehenden Bewohnern, welche in Wanderungen periodisch oder unregelmässig auftreten, Schneemaus, Schneehase (Lepus variabilis), Schneehuhn (Tetrao lagopus), Schneefink, Adler, Geier, Gemse, Steinbock, Murmeltier, rotbäuchige Eidechse, und eine Anzahl Insekten. Im Norden kommen noch weitere Formen wie Rentier, Moschusochs, Vielfrass, Polarfuchs, Eisbär und viele Vögel hinzu. Ausser den durch aktive Wanderung in die Schneeregion vorgedrungenen Formen gelangen zahllose Wesen, unwillkürlich durch den Wind getragen, dorthin. Oft liegen Schwärme von halb erlahmten oder toten Insekten (Fliegen, Bienen, Schmetterlingen etc.) auf dem Schnee oder Eise, viele Stunden entfernt von ihrem ständigen Wohnorte. Auf den Felsen, welche aus der Schneeregion hervorragen, gedeihen als ständige Bewohner nicht nur Flechten und Moose, sondern auch eine ganze Anzahl von Blütenpflanzen. Der Wandergeist bei den Tieren und die Periodicität in der Lebensweise bei Tieren und Pflanzen ist an den Grenzen der Schnee-

region am stärksten ausgebildet. Ausserdem gibt es aber Pflanzen und Tiere, welche dauernd auf oder gar in dem Schnee und Eise leben.

Die Moränen der Gletscher sind reich an Pflanzenarten. Man findet Blütenpflanzen nicht nur auf End- und Ufermoränen, selbst auf Mittelmoränen, also über Eis, können sie sich jahrzehntelang im Schutte erhalten und die Thalwanderung des Gletschers mitmachen. So fanden wir auf der Mittelmoräne des Unteraargletschers (nach Prof. C. Schröter) weit vom Ufer entfernt: Nardus stricta, Rumex scutatus, Ranunculus glacialis, Cerastium latifolium, Saxifraga bryoides, Geum montanum, Linaria alpina, Chrysanthemum alpinum, Aronicum Clusii.

Im Schnee selbst lebend kannte man bis vor kurzer Zeit nur wenige Algenarten, besonders Sphaerella nivalis (früher Protococcus nivalis), die Alge, die den roten Schnee erzeugt. Die Arbeiten besonders von V. B. Wittrock (Stockholm) haben eine wesentliche Vermehrung aus Spitzbergen, Grönland, Sibirien, Norwegen und Lappland gebracht. Wittrock zählt 40 Arten und Varietäten als Schneeflora, 10 Arten als Eisflora, 5 Arten sind Schnee und Eis gemeinsam.

Die Schneeflora besteht aus Algen und Moosen. Von den letztern finden sich aber nur unbestimmbare Vorkeimstadien im Schnee. In obiger Zahl sind die Vertreter von 25 Algengattungen, die sich auf 8 Familien verteilen, vorhanden, und zwar finden sich im Schnee: Chroococcaceen, Oscillarien, Diatomaceen, Desmidiaceen, Pandorineen, Ulotrichae, Confervaceen etc. Es sind also sowohl einzellige grüne, blaugrüne und braune als auch grüne Fadenalgen vertreten. Manche der hierher gehörigen Arten, wie besonders der rote Schnee (Protococcus) Sphaerella nivalis, kommen fast auf der ganzen Erde verbreitet vor. In den Alpen gehört derselbe besonders der untern Schneeregion an. Die Färbung beginnt mit blassroten Flecken. Die rote Farbe, von den roten kugeligen Zellen herrührend, findet sich in den Zwischenräumen der Firnkörner und reicht auf 3 bis über 10 cm in den alten körnigen Schnee hinab.

Auf frischem Schnee wird diese Schneealge niemals gefunden. Seltener steigert sich die Menge derart, dass Flecken von intensivem Dunkelkarmin im Schnee entstehen. Der rote Schnee erscheint oft in bedeutender Ausdehnung. In den Alpen findet man ihn im Juni und Juli, seltener und höher noch im August. Im September tritt an seine Stelle eine bräunliche Färbung. Nach Göpperts Experimenten kann diese Alge eine mehrere Stunden anhaltende Temperatur von — 36° ertragen, ohne von ihrer Lebensfähigkeit einzubüssen. Die Entwickelungsgeschichte dieser Alge in allen ihren Stadien ist noch nicht genau festgestellt.

Die Pflanzen des Eises sind sämtlich Algen auf 6 Familien in 8 Gattungen verteilt. Die verbreitetsten sind: Ancylonema Nordenskjöldii und Ancylonema genuina (Berggren), ferner Scytonema gracile und auch im Eise Sphaerella nivalis.

Ueber den allgemeinen Charakter der Schnee- und Eisflora spricht sich Wittrock wie folgt aus:

1. Diese Flora besteht fast ausschliesslich aus Wasserpflanzen.

2. Die vorhandenen Pflanzenformen sind alle sehr niedrig organisiert, es sind Algen oder algenähnliche Stadien (Vorkeime) von Moosen.

3. Sämtliche dieser ständigen Schnee- und Eispflanzen sind mikroskopisch klein.

4. Die meisten Schnee- und Eispflanzen sind stark gefärbt, Sphaerella nivalis karmin bis blutrot, Ancylonema Nordenskjöldii dunkelpurpurbraun, mehrere Phycochromaceen und Diatomaceen sind braun oder gelbbraun, die meisten Confervaceen und Desmidiaceen hochgrün. Weil diese mikroskopischen Organismen stets massenhaft vorkommen, ist ihr Vorhandensein an der dem Schnee oder Eis erteilten Färbung leicht zu erkennen. Wo sie massenhaft auftreten, befördern sie durch Wärmestrahlenabsorption nicht unwesentlich die Schmelzung. Wo der rote Schnee dichtere Färbung zeigt, ist auch der Schnee zu einer Vertiefung ausgeschmolzen.

Vogt und Desor fanden auf dem Gletscher sehr häufig

ein kleines rotes Rädertierchen, Philodina roseola Ehr. Noch häufiger kommt ein eigentliches Insekt aus der Gruppe der Podurellen vor; die Bergbewohner kannten das schwarze, kleine, längliche, mittels zwei Borsten am Schwanzende hüpfende Tierchen längst unter dem Namen „Gletscherfloh"; Nicolet hat dasselbe Desoria glacialis genannt. In Schmelzwassertümpeln und um einzelne auf dem Eise liegende Moränentrümmer tummelt es sich in unglaublicher Individuenzahl; oft findet man es auf Quadratkilometer weiten Gletscher- und Firnflächen auf jedem Quadratcentimeter. Es lebt wieder munter auf, nachdem es tage- und wochenlang im Eise eingefroren war. Im hohen Norden kommt Boreus hiemalis, eine ähnliche Form vor.

Fast noch erstaunlicher ist das Vorkommen einer rein vom Raube lebenden Spinne (Opilio glacialis) im Firn. Man sieht sie häufig mit grosser Lebhaftigkeit meistens vereinzelt mitten in den weiten Firnmeeren herumlaufen. Sie fällt über die Insekten wärmern Klimas her, welche, vom Winde herbeigetragen, ermattet auf die Firnfläche gesunken sind.

Unsere Kenntnis dieser Eis- und Schneebewohner und namentlich ihrer Entwickelungs- und Lebensweise bedarf noch sehr der Vervollständigung.

Abschnitt VIII.

Die geographische Verbreitung und die klimatischen Bedingungen der Gletscher.

Obschon wir gelegentlich schon öfters Notizen über die Gletscher der verschiedenen Regionen der Erde gebracht haben, scheint es doch zweckmässig, hier noch einen geographisch geordneten Ueberblick folgen zu lassen, um vergleichend daraus die klimatischen Bedingungen der Vergletscherung festzustellen. Wir verweisen ferner auf die in der Tabelle S. 18 bis 21 gegebenen Zahlen, welche wir hier nicht stets wiederholen wollen.

A. Gletscher der Tropenzone.

Afrika hat, soviel bis jetzt bekannt ist, keine eigentlichen Eisströme. Nur wenige Gipfel des grossen Kontinentes ragen in die Schneeregion hinein. Dies sind der Kilima Ndscharo unter 3° S. Br. 6116 m hoch und der Namuli in Makua bei 14° S. Br. An letzterm liegt die Schneelinie bei etwa 4800 m. Nähere Berichte scheinen zu fehlen. In Abessinien bei 13° N. Br. reicht der Kas-Daschan mit 4620 m etwa 300 m hoch in die Schneeregion, doch, soviel bekannt ist, ohne Gletscher zu bilden.

Das tropische Asien erreicht nirgends die Schneegrenze, ebensowenig Australien.

Amerika zeigt innerhalb der Tropen die höchsten Gipfel. In die Schneeregion hinauf ragen z. B. einige der mexikanischen Vulkane, wie der Orizaba 5384 m bei ca. 19° N. Br., Popokatepetl 5420 m, Gipfel in Los Pastos unter 0° 50′ N. Br., der Vulkan von Popayan 2° 46′ N. Br., die Sierra Merida 7° 58′ und die Sierra de Sta. Marta 10° N. Br. Südlich des Aequators folgt die Gruppe von Quito, diejenige der Provinz Guamachuco 7° 50′ S. Br., Couzco 13° 50′ und Porco 18° 45′. In den Anden sind einem enormen mehrfachen Kettengebirge mit grossen Hochlandsstufen zwischen den Ketten vulkanische Kegel aufgesetzt, die mehrere hundert Meter hoch in die Schneeregion hineinragen. Es sind aber nur isolierte Gipfel, fast keine Hochthäler oder Mulden. Anstatt sammelnd, wirken ihre konvex konischen Flächen eher zerteilend auf den Schnee. Der untere Schneerand des Chimborazzo z. B. ist vereist. Der Cotopaxi hat einen mächtigen Schneemantel, der oben in ein Konglomerat von vulkanischer Asche und Schnee übergeht. Noch weit besser ausgesprochen ist die Randvergletscherung am Antisana. Ausnahmsweise steigt ein Gletscher des Illinissa bis auf 4700 m Meerhöhe herab, was dessen Ernährung durch eine eigentliche Firnmulde entspricht. Nach Whymper stehen aber alle Enden der Gletscher des tropischen Amerikas höher als „14 000 feet“ (4256 m). Gletscherschliffflächen hat Whymper mit Ausnahme einer kleinen Stelle am Chimborazzo in den tropischen Anden nirgends gefunden. Moränen fehlen den kleinen Gletschern fast ganz, weil kein gegliedertes Felsgebirge über dieselben emporragt. An der Ostseite, von welcher die feuchten Winde kommen, gehen die Hängegletscher durchweg etwas tiefer als an der Westseite. Selbst über 4500 m Meerhöhe beobachtete Whymper noch wiederholt Regen.

In Columbia, Venezuela (Sierra nevada) und Peru fehlen die Firmmulden wie in Ecuador. Es bleiben wohl halb vereisende Schneeflecken und Schneefelder in den

Rinnen der Gehänge liegen und es stellt sich Randvergletscherung am Schneemantel der hohen Vulkane ein, aber es ist kein einziger Gletscher erster Ordnung bekannt geworden.

In den Tropen treibt eben nicht nur die starke Abschmelzung die Schneelinie hoch hinauf, sondern in jenen Höhen verzehrt auch die Verdunstung nicht unwesentliche Massen und die Niederschläge sind in solchen über den feuchten Seewinden liegenden Höhen zu gering. Ein regelmässiges Klima wie dasjenige der Tropen, dem die thermischen Gegensätze der Jahreszeiten, die starken Wechsel von Hitze und eingreifender Kälte grossenteils abgehen, ist nicht geeignet, Schnee in Eis zu verwandeln. Der Schnee bleibt und erschöpft sich schon grösstenteils auf der Stufe des Firnes oder Firneises. Ein wirklicher Gletscher kommt hingegen als zweite Ausnahme in den Tropen unter ca. 11° N. Br. in der von den feuchten Winden des Karaibischen Meeres bestrichenen Nevada de Sta Marta vor. Von dem ca. 5500 m hohen Gipfel reicht er unter die ca. 4700 m hohe Schneegrenze hinab. Er zeigt Spalten, trägt Felsblöcke, seine Unterfläche ist geschliffen und geschrammt und etwas ausserhalb seiner jetzigen Grenze liegen ältere Moränen.

B. Gletscher der nördlich gemässigten Zone.

1. Die **Alpen** haben wir unsern Betrachtungen über die Gletscher wesentlich zu Grunde gelegt, wir haben sie hier nicht weiter zu erörtern. Doch sei hier noch auf einen Unterschied derselben gegenüber anderen Kettengebirgen aufmerksam gemacht. Kettengebirge, bei welchen die feuchten Winde quer streichen, haben einen der Feuchtigkeitsquelle zugewendeten feuchten und einen abgewendeten trocknen Abfall (Kaukasus, Himalaya, Altai, Neuseeland etc.). Bei den Alpen streicht ein grosser Teil der niederschlagbringenden Winde aus SW. bis W., also in der Richtung der Ketten selbst. Daher sind die Abdachungen nicht in eine nasse und

eine trockne geschieden, wohl aber nehmen die Niederschläge nach Innen und gegen Osten ab und damit steigt auch die Schneelinie in diesen Richtungen an. Entsprechend der etwas grössern Trockenheit der Ostalpen steigen unter sonst gleichen Verhältnissen die Gletscher dort weniger tief zu Thale (S. 77).

2. Die **Pyrenäen** ragen mit ihrem höchsten Gipfel, der Maladeta, 3404 m empor. In ihrer orographischen Gliederung sind sie weit einfacher als die Alpen. Ihre Niederschläge sind gering, grosse Firnsammler fehlen. Die vorhandenen Gletscher sind nur solche zweiter Ordnung, an der Südseite fehlen auch diese fast ganz. Nirgends steigt in den Pyrenäen ein Gletscher bis zum Pinuswalde, geschweige denn wie in den Alpen bis zwischen die Kornfelder und Obstbäume hinab. Man zählt im ganzen in den Pyrenäen etwa 100 Eis- oder Schneefelder, die grössten Gletscher gehören der Nordseite (nahe SW von Bagnières de Luchon) an. In Spanien soll ferner die Sierra de Grédos (2600 bis 3000 m hoch) einen kleinen Hängegletscher aufweisen und mehrere solche sollen sich an der spanischen Sierra Nevada (höchster Gipfel 3567 m) befinden.

3. Der **Kaukasus** zeigt in seinen höchsten Gipfelgruppen ziemlich starke Vergletscherung. Wir entnehmen die folgenden Notizen den Werken von Abich, Stebnitzkiy, Statkovskiy, Khatissian, Klaproth, E. Favre, Elisée Reclus etc. Die grössten Gletschergruppen finden sich besonders in der Umgebung des Elbrus (5660 m) und Koschtantan (5219 m), des Dyschtan und Kasbek (5043 m). Alle diese vergletscherten Gebiete gehören der Centralkette des Kaukasus an. Auf der Kammhöhe des Gebirges gibt es so sehr zusammenhängende Schneeflächen, dass man 200 km weit gehen könnte, ohne Schnee und Eis zu verlassen. Die Schneelinie liegt am Kaukasus auf der Südseite im Mittel etwa 300 m tiefer als auf der Nordseite. Dieses Verhältnis ist, entgegen dem, was sich aus den Temperaturen erwarten liesse, bedingt

durch die weit grössere Feuchtigkeit der zunächst die Südseite bestreichenden und vom Schwarzen Meere herkommenden Winde und die davon stammende Vermehrung der Niederschläge. Dort in den Gebirgsthälern des Riongebietes fällt im Winter oft eine Schneeschicht von 5 bis 7 m. Am Südabhang des westlichen Kaukasus beträgt die Gesamtmenge der Niederschläge über 2 m; in dem mittlern Kaukasus ist sie kaum mehr halb so stark und in den östlichen Teilen selbst der Südabdachung fällt sie unter 0,5 m im Jahre hinab. Die mittlern Temperaturen stehen denjenigen der schweizerischen Alpen sehr nahe, während die Differenzen von Sommer und Winter bedeutender sind. Am Südgehänge des Kaukasus steigt die Schneegrenze von Westen gegen Osten von ca. 2900 m bis auf 3500 m, am Nordgehänge von 3300 m auf 3900 m. Der Alagöz im Antikaukasus mit 4100 m Meerhöhe wird allsommerlich vollständig schneefrei. Im Mittel liegt die Schneegrenze im Kaukasus 600 m höher als in den unter gleicher geographischer Breite befindlichen Pyrenäen. Dies ist die Folge der grössern Trockenheit und Sommerhitze. Die gesamte Schnee- und Eisfläche der Elbrusgruppe wird auf 60 km^2, diejenige des ganzen Kaukasus auf etwa 120 km^2 geschätzt.

Die Gestaltung des Kaukasus ist viel einfacher als diejenige der Alpen. Am Nordgehänge gleicht sie viel mehr den Alpen, an der Südseite fällt das Gebirge rascher ab, so dass, besonders infolge grösserer Sammelbecken und langsamerer Abschmelzung die Gletscher der Nordseite tiefer hinabsteigen als diejenigen der Südseite. Die mittlere Lage der Gletscherenden fällt auf etwa 2400 m, das ist etwa 1000 m unter die Schneegrenze, welches Verhältnis um etwas geringer ist als in den Alpen. Abich gibt folgende Höhen für die Enden kaukasischer Gletscher im Jahre 1876:

Ulukham (westlich von Elbrus) . . .	2659 m
Kitchkinakol	2384
Baksan (östlich von Elbrus)	2325
Terskol	2625

Irik	2552 m	
Urukh-don (östlich von Elbrus)	2610	
Nördlich von Passis-mta	2565	
Südlich von Passis-mta	2245	
Psekan-su	2210	
Adul	2225	
Tscnerek	2059	
Bissinghi	2130	
Tzea-don	1739	
Tetnuld (Quelle des Ingur)	1954	
Stepan Tzminda (östlich vom Kasbek)	2898	
Devdoraki (nördlich vom Kazbek)	2239	bis 2311?
Bogos	2659	
Bilinghi	2428	
Chah-dagh	3163	

Der grösste Gletscher des Kaukasus, der Kaltschidon- oder Karagangletscher ist fast 8 km lang und geht zugleich sehr tief. Sein Ende liegt bei 1930 m. Grosse Gletscher erster Ordnung treten im Kaukasus aber doch lange nicht so zahlreich auf wie in den Alpen, und ein Gletscher etwa von den Dimensionen des grossen Aletschgletschers, des Unteraargletschers oder des Mer de Glace von Chamounix fehlt. Die meisten kaukasischen Gletscher gehören zu den Hängegletschern. Vom Tschohariglet-scher, dem Zmindegletscher, die gegen SO fliessen, wie noch von vielen anderen werden gewaltige Moränen erwähnt, die teils am untern Ende, teils auf dem Eise liegen. Spalten in der Firnregion, die Randkluft der Firnmulden, sowie echte Gletscherspalten treten in ganz ähnlicher Weise wie bei den Alpengletschern auf.

Eine Erscheinung besonderer Art, erinnernd an den Vernagtgletscher im Oezthale, bietet einer der fünf vom Kazbek herabsteigenden Gletscher, der Devdorakigletscher. Derselbe drängt und staut sich zwischen den Felswänden der engen Schlucht von Amilichka. Er bildet dann dort eine Barriere von über 200 m Mächtigkeit, die zuletzt weicht, worauf Eis, Wasser und Felsschutt rasch die steile Schlucht hinunter geht und sich stauend in den Terek wirft. Seit 1776 ist der Devdoraki schon 6mal in dieser Weise vorgedrungen. Das letzte Mal 1832 erfüllte er die Terekschlucht auf 2 km Länge und 100 m

Höhe mit Eismassen von ca. 16 000 000 m^3 Inhalt an. Von 1863 bis 1876 rückte er wiederum 230 m vor, obschon alle anderen Gletscher des Kaukasus in der gleichen Zeit zusammengeschwunden sind.

Im allgemeinen befinden sich die kaukasischen Gletscher wie die alpinen in einer Periode der Verkleinerung. Von 1849 bis 1873 wich das untere Ende des Baksan von 2240 m Meerhöhe auf 2325 m zurück, dasjenige des Bissinghi von 2006 auf 2130 m.

Spuren alter mächtigerer Vergletscherung sollen im Kaukasus in alten Schliffen, erratischen Blöcken und Moränen sich bis gegen den Ausgang der Gebirgsthäler hin finden.

4. **Isolierte Gipfel**, die in die Schneeregion hineinragen, kommen ziemlich zahlreich in Vorderasien vor. Hierher gehören der Demavend (Elburs), der Argaeus, der Ararat. Doch finden wir hier ähnliche Verhältnisse wie im tropischen Amerika. Ueber die Randvereisung hinaus kommt es nicht, weil die Firnflächen zu klein, die Schneelinie zu hoch und die Trockenheit der Luft zu gross ist. Der Libanon, 34° N. Br., erreicht in mehreren Gipfeln 3000 bis 3200 m, allein er wird fast alljährlich schneefrei. Im Taurus bis 3500 m verschwindet der Schnee an der Südseite vollständig, auf der Nordseite bleiben einzelne Schneeflecken das ganze Jahr liegen. Eine grössere Eismasse, welche an der Nordseite des Tschuban-huyn unweit Metdesis liegt, ist nicht ein Gletscher, sondern nach Th. Kotschy durch eine in den Schnee sich ergiessende Quelle in Verbindung mit den Nachtfrösten gebildet. Der höchste Gipfel Kleinasiens ist der Vulkan Erdjich oder Ardjeh (4008 m), der noch zur Zeit der alten Griechen thätig war. Das Südgehänge wird im Sommer schneefrei, der tiefe Krater aber ist mit echtem Firneis angefüllt. Aehnlich verhält sich in Europa der Aetna 3312 m. Als dort einst eine Lava über den Schnee floss, wurde derselbe dadurch nur teilweise angeschmolzen, durchtränkt, und gefror nachher zu einer Eisschicht. Von Gletschern, selbst von kleinen Hänge-

gletschern ist keine Spur zu finden. Die gleichen Verhältnisse wiederholen sich für die höchsten Gipfel Japans, wo der Fuzi-yama auf 3769 m, der Mi-take auf 3027 m steigt. In manchen Furchen ist der Schnee persistent und vereist an der Basis und den Rändern ohne Eisströme zu bilden.

5. **Hochasien** ist ein verwickeltes Gebirgs- und Tafelland. Die im ganzen westöstlich gerichteten Ketten erscheinen im Quellgebiete des Amu Daria (Oxus) am dichtesten zusammengedrängt, gegen Osten weichen sie auseinander und lassen zwischen sich die Hochflächen von Tibet, von Ostturkestan (Gobi) und der Mongolei. Im Osten umranden die chinesischen Gebirge und das Chingangebirge die innern Hochflächen. Ein grosser Teil dieser von Gebirgen umschlossenen Hochflächen wie der östlichen Abdachungen bilden geschlossene hydrographische Becken ohne Abfluss in das Meer. Die Verdunstung zehrt ihre Wasser auf. Der Südrand von Hochasien wird durch die gewaltigsten Ketten in stark südlich konvex ausgebogener Krümmung gebildet. Das ist der Himalaya und die damit teilweise verschmelzende Parallelkette, der Transhimalaya. Die von Süden gegen Norden hinauf eingeschnittenen Bergthäler haben oft rückwärts die Himalayakette durchbrochen, sie in Gruppen zerschnitten und sammeln auch die Wasser von der Nordseite des Himalaya und der Südseite des Transhimalaya. Der Transhimalaya bildet eine zusammenhängendere Wasserscheide gegen Norden; die nordwestlichsten Teile beider Ketten bilden das Gebirgsland von Kaschmir.

Nördlich des Transhimalaya folgen im nordwestlichen Teile der Oberlauf des Indus, im östlichen Teile der Dzangpo- oder Tsangbofluss, welcher vielleicht der Oberlauf des Brahmaputra ist. Der Indus biegt um das Westende des Himalaya und Transhimalaya, der Dzangpo um sein Ostende herum, während der Ganges im mittlern Teil an den Südgehängen seine Wasser sammelt.

Es folgt nördlich eine Kette, welche den Indus als Gebirge von Leh oder Ladak begleitet, dem die Kailus-

gruppe angehört und dessen östliche Fortsetzung der Gang-ri oder Gang-dis-ri ist, der schon zu Tibet gehört.

Im nordwestlichen Teile streicht noch ein drittes mächtiges Gebirge mit hinein. Das ist der Hindukusch, der in seiner Verlängerung, den bisher genannten Ketten im Gebiete von Kaschmir sich parallel anschmiegend, das Karakorumgebirge bildet.

Nördlich von diesem 3- bis 5fachen gewaltigen Gebirgswall, dem grössten der Erde, folgt das Hochland von Tibet, dann die Kette Küenlün, darauf eine tiefere Stufe von Hochland, und zwar Turkestan und Yarkand im mittlern und östlichen Teil, wo die Ketten weiter auseinander liegen, und Pamir im westlichen, wo sie näher aneinander treten.

Nun folgt der Thian-Schan, das „Himmelsgebirge" mit seinen zahlreichen Gruppen und Ketten, dann eine dritte abermals tiefere Stufe von Flachland, die Mongolei, endlich der weit niedrigere Altai und nördlich davon die sibirische Tiefebene.

Ein Profil durch Asien von Bengalen nach den Mündungen des Jenisei zeigt, wie aus dem südlichen Tieflande fast unvermittelt die höchsten Ketten aufsteigen, hinter denselben liegt die höchste Hochebene; dann folgen nach Norden abgestufte, jeweilen wiederum durch allmählich weniger hohe Ketten getrennte Tafelländer bis zum Tiefland hinab.

Ich will nun versuchen, ein Bild der Vergletscherung dieser zahlreichen Ketten zu geben.

a) Südöstlicher Himalaya und Transhimalaya (Bhutan, Sikkim und östl. Nepal, 27 bis 29° N. Br.). Hier nahe bei tropischem, feuchtem Tieflande und tropischem Meere, von welchem her die Winde blasen, Feuchtigkeit in Masse bringend, finden wir die grössten Mengen von Niederschlägen. Am kleinen Vorgebirge von Kasia fallen jährlich 12 bis 15 m Regen! Wir stehen aber doch im SO-Himalaya den Tropen zu nahe, um viel Firn zu gewinnen. In Sikkim fällt bei 4400 m ü. M. im Sommer nur Regen, niemals Schnee, bei 2000 m fällt Schnee nur im tiefsten Winter. Die Sommerwärme

und der Sommerregen wirkt zu verzehrend auf den Schnee. Die Schneelinie steht erst zwischen 4500 und 5000 m. Zudem sind die Gehänge und Schluchten der höhern Regionen steiler, als es zur Bildung grosser Gletscher günstig wäre. Die Beobachtung im SO-Himalaya ist übrigens durch verschiedene Umstände sehr gehindert. Hierher gehören vor allem die bei dem gleichmässigen oceanischen Klima fast stetigen Wolken, Nebel und Regen am Gebirge, die daherige Durchweichung des thonigen Bodens und die reiche, alles durchwachsende Vegetation, sowie die Ungangbarkeit der tiefen Gebirgsklusen, welche die Flüsse eingeschnitten haben. In Bhutan und Nepal endlich werden Europäer fast gar nicht eingelassen und jede Vermessung ist dort verboten. So gehören denn diese Teile noch zu den am wenigsten bekannten Regionen des Himalaya.

Der Kintschinjungagipfel an der Grenze von Sikkim nnd Nepal von 8582 m Höhe ist von 5 grossen Firnfeldern und mehrern Gletschern umgeben. Die Gaurisankargruppe (höchster Gipfel der Erde 8840 m) zeigt die grössten Gletscher. Zahlreiche andere Gletscher des SO-Himalaya sind kleiner. In den gegen Süden ziehenden Thälern finden sich in erratischen Blöcken, alten Moränen und Schliffflächen zahllose Zeugen früher noch stärkerer Vergletscherung. Im Kangrathale am Biasflusse reichen die erratischen Spuren bis 600 m ü. M. hinab und bis 190 km vom Ursprung der Blöcke entfernt.

b) Mittlerer Himalaya und Transhimalaya (westliches Nepal, Kamaon, Garhwal, Gnari, ca. 29 bis 33° N. Br.). Im Mittelhimalaya liegt die Schneelinie kaum über 4800 m, sie sinkt stellenweise bis unter 4000 m hinab. Im Gebiete von Kumoan oder Kamaon und Garhwal bildet auf dem Gebirge der bleibende Schnee einen 50 bis 60 km breiten, nur an wenigen Stellen unterbrochenen Gürtel. Nach Norden wie nach Süden gehen zahlreiche Gletscher bis in die Thäler hinab. Ueber 2 der südlich gerichteten sind nähere Berichte vorhanden. Der eine, der Ruphinie- oder Kuphiniegletscher geht bis 3444 m. Er ist aus 2 Zuflüssen gebildet, von denen der

eine in mehrern Gletscherbrüchen herabsteigt. Die Böschung der Oberfläche beträgt $7^1/_2{}^0$, die gewaltige Mittelmoräne verbreitet sich bis zur Vereinigung mit den Seitenmoränen. Der andere, der Pindargletscher geht bis 3657 m ü. M. hinab. In dieser Gruppe liegt die Schneelinie bei 4570 m. Diese Gletscher steigen also ungefähr so tief unter die Schneelinie hinab, wie diejenigen der Alpen. Sie zeigen eine deutliche Struktur in wechselnden Blättern von blauem Eise im weissen Eise, ferner Spalten, Schmelzwasserbäche, Gletscherschliffe etc., ganz wie die Alpengletscher. Der Bewegung des Kuphiniegletschers wurde von Strachey zu 270 bis 340 mm pro Tag gemessen, was im Jahre etwa 100 m ausmacht. Die untern Teile der genannten beiden Gletscher sind ganz von Seiten- und Mittelmoränen überschüttet und schöne Gletscherschliffe finden sich an den umgebenden Felsen. Die Erscheinungen der Alpengletscher wiederholen sich hier in jeder Richtung. Im Sammelgebiete des Bhagiratiganga, rings um die zahlreichen 6000 bis 7000 m hohen Gipfel, steigen zahlreiche grosse Eisströme zu Thale. Bei 4206 m ü. M. am Ende eines schuttbedeckten Gletschers liegt das Gletscherthor, das als Ursprung des Ganges angesehen und angebetet wird.

Rings um den Nanda-Devi (7825 m) liegen viele Gletscher. Der Milamgletscher, der am Kiungarpasse (5280 m) liegt, steigt bis 3500 m hinab.

Auch die Gruppe des Ibi Gamin (7781 m), welche dem Transhimalaya angehört, strahlt viele Gletscher aus.

c) Nordwestlicher Himalaya und Transhimalaya (Kaschmir-Himalaya südlich des Indus, 33 bis 36^0 N. Br.). In diesem weitverzweigten und thaldurchfurchten Gebirgssysteme, das, von rechteckigem Grundriss, auf der NO- und NW-Seite vom Indus umfasst wird, wechselt die Schneelinie von 4800 bis 5650 m. Zwischen dem Himalaya, der hier rasch abfällt und dem Transhimalaya, der im Gegenteil besonders stark ausgebildet ist, liegt das wälderreiche Kaschmirthal. Die südlichen Ketten sind reich an Regen, allein die warme Jahreszeit überwindet den Winterschnee. Die Schnee-

linie liegt bei ca. 5000 m. Oestlich des Satlej wird nichts mehr von grossen Gletschern aus der südlichen Kette (dem eigentlichen Himalaya) berichtet. Schneestürze häufen sich in den Schluchten und Thalkesseln an und vereisen dort ohne eigentliche Anzeichen von Gletscherbewegung. Trümmer und Erde bedecken diese Eislager und darauf siedelt sich sogar eine „üppige“ (?) Vegetation an.

Um so bedeutender ist die Vergletscherung des Transhimalaya von Kaschmir. Die Schneelinie liegt hier zwar höher als südlich vom Kaschmirthale, allein das Gebirge ist viel gewaltiger. Hier kommen die bedeutendsten Schneefälle vor. Auf dem Pass von Zodji, östlich von Srinagar (Kaschmir), sollen noch im August, als Rest des letzten Winters, 45 m Schnee gefunden werden. Von den Wasserscheiden zwischen dem Indus im NO, dem Jhelam oder Dihjlam, dem Chanab oder Tschinab und dem Shayok im SW gehen zahlreiche Gletscher erster Ordnung aus. In der Gruppe Zanskar z. B. gibt es zahlreiche Eisströme von 25 km Länge. Der Nun-Kun (7134 m) strahlt solche in allen Richtungen aus. Der Metchihoïgletscher, zwischen Nun-Kun und Zodjipass gelegen, erreicht sein unteres Ende bei 3300 m mitten in den Kulturen. Von Nanga Parbat (im Induswinkel) steigt ein Gletscher bis 2865 m in das Astorthal als der tiefste des Transhimalaya und des Himalaya überhaupt hinab. Ein anderer jener Gruppe, der Tarchinggletscher, stösst zeitweise auf eine gegenüberliegende Thalwand. Im Jahre 1850 hatte er dadurch einen See von 2 km Länge und 90 m grösster Tiefe gestaut, der dann plötzlich durchbrach und das Astorathal entsetzlich verwüstete und gänzlich umgestaltete.

d) Gang-dis-ri ($29\frac{1}{2}$ bis $31\frac{1}{2}^{0}$ N. Br.). Von Gletschern der einwärts vom SO- und Mittelhimalaya liegenden Kette Gang-dis-ri ist bisher nur wenig gemeldet worden. Die Kailasgruppe (Gipfel 6164 und 6714 m) soll solche enthalten; weiter östlich sieht man aus der Ferne die Gipfel bis gegen 6000 m Meerhöhe schneefrei werden. Die Winde, welche den Kasiahügeln

und dem SO-Himalaya so unerhörte Mengen von Niederschlägen gebracht haben, streichen zwar auch dorthin, allein ihre Feuchtigkeit ist ihnen vorher durch die südlichern Ketten abgeschnitten worden, sie sind ausgetrocknet und nicht mehr imstande, grossen Gletschern die nötige Nahrung zu bieten.

e) Hindu-kusch- und Karakorumgebirge (35 bis 37° N. Br.). Bei 35° N. Br. soll die Schneelinie am Hindu-kusch bei 4500 m liegen. Manche Gipfel erreichen 6000 m. Der 5100 m hohe Nouskanpass soll von Gletschern „dominiert“ sein. Gletscher fehlen dem Hindukusch offenbar nicht. Weit stärker aber wird die Vergletscherung weiter östlich, wo das Karakorumgebirge sich an den Hindu-kusch ansetzt. Hier treffen wir auf die gewaltigste Vergletscherung eines Hochgebirges. Hielten die Alpen schon mit den Gletschern des Himalaya keinen Vergleich aus, so lassen gar die Karakorumgletscher, mit Ausnahme Grönlands, alles hinter sich zurück.

Schon das Quellgebiet von Hounza und Nagar an der Südseite, wo Hindu-kusch und Karakorum ineinander übergehen, (Dardistan) ist gletscherreich. Weiter östlich liegt zwar die Schneelinie hoch (5600 bis 5900 m). Pässe und Gipfel zwischen 5300 und 5600 m werden alljährlich schneefrei; allein die Niederschläge in der Höhe und die Entwickelung und Gliederung des Gebirges in jenen Regionen sind sehr bedeutend. Am stärksten sind die Gletscher in der Gruppe von Baltistan:

Im Quellgebiete des Baschaflusses findet sich der Arandugletscher. Er hat 48 km Länge und im untern Teile bis zu 2½ km Breite. Bis 25 km weit hinauf hat die Oberfläche dieses Gletschers nur 1½ bis 2° Neigung. Er staut an seinem Rande mehrere Gletscherseen (wahrscheinlich vom Typus Merjelensee und Lago Rutor), die periodische Entleerungen zeigen. Sein Ende liegt nahe bei dem Dorfe Arandu zwischen 3000 und 3300 m Meerhöhe. Gegen den Chayok und Indus hin entleeren sich die Gletscher („gansé“ genannt) des Saïtchar, Baltoro, Biafo, Tchogo, von welchen jeder ein mehr als 50 km langer und meist 10 bis 30fach zu-

sammengesetzter Eisstrom ist. Der Baltoragletscher im Hintergrunde des Bralduthales in der Gruppe der Mustag und Dapsang (8619 m) soll ein Eisstrom von 56 km, auf der Mittellinie gemessen, sein, der Biafogletscher ein solcher von über 64 km. Die Enden liegen meistens ca. 3000 m hoch, während die Wälder bis 3500 m aufsteigen. Der Baltoragletscher hat 15 durch ganz verschiedene Farbe der Gesteine ausgezeichnete Mittelmoränen. Meist sind die Moränenmassen dieser Gletscher viel bedeutender, als diejenigen der alpinen. Im untern Teile sind sie fast immer auf viele Kilometer Länge ganz mit Schutt bedeckt, so dass man das Eis nur in den Spalten sieht. Der Gletscher trägt mit den Moränen auch Erde mit Rasen und zahlreichen blühenden Pflanzen. Alle Arten von Moränen, Schmelzwasserbäche, „Gletschermühlen“, Struktur des Eises wiederholen sich hier wie in den Alpen. Heisse Quellen, die im Baltistan ausbrechen, schmelzen dampfende Löcher im Eis und Firne aus.

Um eine Vorstellung von Gletschern solcher Dimensionen zu haben, müssen wir uns etwa in den Alpen die Gletscher der Tödigruppe, das Linthal bis zum Walensee oder diejenigen der Gotthardgruppe, das Reussthal bis zum Vierwaldstättersee ausfüllend denken, dabei nicht vergessend, dass vom untern Ende dieser Gletscher die Schluchten und Thäler noch nahezu weitere 3000 m tiefer steigen, bevor sie in die Tiefebene hinaus münden.

Es wird berichtet, dass die Gletscher des Karakorumgebirges sehr ungleichförmige Schwankungen zeigen. Während im letzten und gegenwärtigen Jahrzehnt der Arandugletscher eine Wiese aufpflügt und den Rasen vor sich herwälzt, der Palmagletscher sich ebenfalls vergrössert, schwinden die anderen Gletscher der gleichen Gruppe, wie Tapsa- und Biafogletscher, ab.

Ganz ausgezeichnet sollen ferner im Karakorumgebirge die Spuren früher grösserer Gletscherausdehnung in Form von alten Gletscherschliffen und Moränen nachzuweisen sein. Bei der lebhaften Erosion und Abwitterung in den steilen, engen Thalschluchten sind freilich

schon viele alte Gletscherschuttmassen geschleift worden. Die Karakorumgletscher müssen aber einst weit ins Kaschmirbecken hinein bis 200 km unter ihre jetzigen Enden und 1500 m Meerhöhe hinabgeflossen sein. Wo der alte Nubragletscher in das jetzt so dörferreiche Chajokthal trat, reichen seine Spuren bis 1300 oder 1400 m über den Thalboden hinauf.

f) Thian-Chan-System (39 bis 44° N. Br.). Reich an grossen Gletschern ist ferner der westliche Teil des Thian-Chan-Systemes, das Gebirge Alai-tag (samt Transalai) mit Gipfeln bis 6860 m, die 2000 m weit in die Schneeregion hineinragen. Eisströme erstrecken sich südlich gegen das Hochland von Pamir und speisen die Quellen des Amu Daria. Andere zahlreiche Gletscher gehören dem Kisil-Yart-Gebirge an, welches den Ostrand von Pamir bildet und Pamir von der Gobi trennt. Im Quellgebiete des Sir Daria (Yaxartes), welches teils dem Nordabhange des Alai-tag, teils dem eigentlichen Thian-Chan angehört, sind grosse Gletschergruppen vorhanden. Der höchste Gipfel des Himmelsgebirges, der Khantengri (König des Himmels) erreicht 7300 m. Im allgemeinen ist der SW-Thian-Chan verhältnismässig stärker vergletschert als der höhere, kältere, aber eben trockenere, nordöstliche Teil. Die Gletschergruppen des Thian-Chan-Systemes übertreffen bei weitem alle europäische Vergletscherung zusammengenommen an Ausdehnung und Grossartigkeit der Erscheinung. Als einzelne Beispiele mögen gelten der ca. 50 km lange Zarafchangletscher und der moränenbedeckte Chtchurovskiygletscher im Alai-tag, der Petrovgletscher im mittlern Thian-Chan (Yaktachgebirge), welchem der Hauptarm des Sir Daria entspringt, der 15 km lang ist und 5 Mittelmoränen trägt. Ebendort endigt in fast geschlossenem Bassin der etwas kleinere Jirtachgletscher. Besonders berühmt sind die zahlreichen grossen Gletscher des Musart und des Khantengri. Vom Hochlande von Pamir durch Kizilart, Alai-tag und Thian-Chan befinden wir uns in jener Region, wo die Gletscher fast nur vom Sommerschnee gespeist werden, während

die Gletscher des südlichen Himalaya aus Winterschnee entstehen. Hier im Thian-Chan gehen die Winterschneewolken nicht über 2500 bis 3000 m hinauf. Die Nadelholzwälder, welche tiefer liegen, werden im Winterschnee begraben, während oben bei 3000 bis 5000 m im glänzendsten Sonnenschein auf schneefreien, grünen Weiden die Kirgisen mit ihren Herden überwintern.

g) Altai (49 bis 51°). Während in den bisher besprochenen Systemen von Hochasien die SW- und S-Winde die Schneeerzeuger sind, langen dieselben im Altai schon ausgetrocknet an, und verdorren das Land. Die SW-Gehänge des Altai sind von Steppen eingenommen, ebenso das Centrum. Die NO-Winde bringen mehr Feuchtigkeit, deshalb sind denn auch die Nordgehänge des Altai mit Koniferenwäldern bewachsen. Am N-Abhang steht die Schneelinie bei 2250 bis 2300 m, am S-Abhang bei 2600 bis 2700 m. Der höchste Gipfel (Beloukha = die Weisse) erreicht 3350 m. Dort sind einige kleinere Eisströme erster Ordnung, der grösste von ca. 2½ km Länge bekannt, demselben entspringt der Katunfluss. Thalwärts folgen zahlreiche alte Moränen. Auch der Altai hatte somit seine Eiszeit. Der Kleinaltai (Ektag Altai), wie die westliche Kette heisst, ragt ebenfalls in die Schneeregion hinein, doch, so viel bekannt ist, ohne mehr als kleine Hängegletscher zu bilden.

h) Das Innere des asiatischen Hochlandes und sein Verhältnis zu seinen Randgebirgen. Alle die reich vergletscherten Gebirge Hochasiens, wie wir sie bisher betrachtet haben, sind Ränder oder Randzonen des innerasiatischen Hochlandes. Der südliche, westliche und nördliche Rand ist ziemlich bekannt, der östliche aber noch sehr wenig. Wir rücken nun mit unserer Untersuchung vom reichvergletscherten Kaschmirgebiete durch Ladag über Leh hinter die Himalayaketten in das Hochland von Tibet vor. Auf diesem Wege verlieren wir bald die dichten ausgedehnten Wälder von Kaschmir und gelangen in ein Gebiet, wo trockene Steinwüsten, öde Steppen die Gehänge und Terrassen bilden und nur am Ufer der Flüsse frisches Grün zu treffen ist. In

Ladag regnet es schon sehr selten, und wenn im Winter einmal 10 oder 20cm Schnee fallen, so verdunstet der Schnee oft in wenigen Stunden wieder, ohne nennenswertes Schmelzwasser zu liefern. In Leh bei 3300 bis 3600 m Höhe fällt oft vor Trockenheit den ganzen Winter gar kein Schnee und der gesamte jährliche Niederschlag beträgt oft nicht mehr als 3 cm. Der Schnee bietet den ganzen Winter kein wesentliches Hindernis für den Uebergang von NO-Kaschmir gegen Yarkand, wohl aber Kälte und Stürme. Die gleichen Verhältnisse finden wir hinter dem südlichen, so überaus niederschlagsreichen Himalaya, sobald wir nur 200 km von seinem Südfuss nach Norden gehen. Dort im Gebiete des Tsangbo im östlichen Teil des Gang-dis-ri kommen z. B. in Lhasa oft nur 3 cm Niederschläge vor. Durch ganz Tibet herrscht die gleiche Trockenheit. Zwar befinden wir uns hier nördlicher und in sehr kalten Regionen, allein infolge der Trockenheit steht durchweg die Schneelinie viel höher als an den südlichen Ketten. In SO-Tibet liegt sie über 5700 m, stellenweise über 6000 m. Die 6500 bis 7280 m hohen Gipfel südlich des Sees Tengri-nor sind das ganze Jahr beschneit, allein von Gletschern wissen die Reisenden nichts zu berichten. In vielen Teilen von Tibet zerreisst alles Holz vor Trockenheit, die umgekommenen Saumtiere verwesen nicht, sie liegen als ausgetrocknete Mumien am Wege. Die ungehinderte Ausstrahlung bringt selbst unter dem 30.° N. Br. oft nachts die Flüsse und Seen zum Gefrieren. Tags sausen Sandwirbelstürme über das Land, welche oft ganze Karawanen umbringen und allen Schnee von den Höhen wegfegen. Bei stets hellem Himmel wirkt die Sonne durch brennende Strahlung versengend. Nachts aber, wie viele Reisende (Huc, Prjevalskiy, Drew) berichten, herrscht oft eine entsetzliche Kälte. Das Land ist Steppe und Wüste, die Luft wegen Trockenheit und Verdünnung so durchsichtig, dass die Luftperspektive fast fehlt und die Distanzen stets unterschätzt werden.

Das Hochplateau von Tibet ist von der Wüste Gobi durch die Küenlünkette geschieden. An Höhe fehlt es der letztern nicht, auch nicht an niedrigen Temperaturen,

der Schnee weicht aber bis über 6000 m zurück, und erst die 7000 bis 7500 m hohen Gipfel treffen wir mit Schneeflecken besetzt oder leicht beschneit. Wirkliche Gletscher sind im Küenlün nur im westlichen, mit dem Karakorum verschmolzenen Teile, nicht aber im Innern des Hochlandes gefunden worden. Diese Kette, welche nicht so hohe Gipfel, aber auch nicht so tiefe Passeinschnitte wie der Himalaya, sondern eine grössere mittlere Kammhöhe hat, nimmt den Südwinden noch die letzte Spur von Feuchtigkeit weg. Jenseits liegt das regenlose Gebiet der Gobi, welche die gegen sie hin sich ergiessenden Bäche noch vollends auftrocknet.

Die südlichste Kette des Himalaya, deren Fuss keinen Schnee aber tropisches Klima kennt, ist im Verhältnis zu seiner Höhe weitaus am stärksten vergletschert. Je tiefer wir landeinwärts gegen innere, höhere, kältere und nördlichere Gebiete vorschreiten, desto höher steigt die Schneelinie — nicht weil wir uns einer warmen Zone nähern, sondern weil die südlichsten Ketten das Nährmaterial für den Gletscher, die Niederschläge, abgeschnitten haben. Die Verhältnisse gestalten sich ganz ähnlich, wenn wir vom Amu Daria über Pamir und Kizilart oder von NW her über Altai und Thian-Chan gegen die Gobi vordringen. Die Ränder grosser Landmassen erhalten mehr Niederschlag als ihr Anteil bei gleichmässiger Verteilung betrüge, die Centren der Kontinente viel weniger. Meerwinde bringen Regen und Schnee, Landwinde Trockenheit. Die stärksten Niederschläge finden sich da, wo Winde aus warmen Meeren auf hohe Gebirge stossen, an welchen sie aufsteigen müssen, und solche Gebirge trocknen dann auch die Luft für die hinter denselben liegenden Landstrecken am fühlbarsten aus. Daher diese Gegensätze von Vergletscherung in den Randgebirgen und Schneemangel im Innern allen Temperaturverhältnissen zum Trotze. Nicht die Kälte, sondern der Schnee erzeugt Gletscher, und Schnee bedarf zu massenhafter Entstehung nur mässiger Kälte aber grosser Feuchtigkeit. Von einem kalten Ocean verdunstet wenig, ein warmer Ocean erzeugt feuchtere Winde. Die Himalayagletscher

stammen von dem tropischen Indischen Oceane her, sie sind dessen Wasser in Form von Schnee. Je unmittelbarer die Angrenzung einer möglichst warmen Wasserfläche an ein hohes Gebirge, desto stärkere Vergletscherung entsteht in dem letztern. Ohne Schneefall und Gletscher wären die Temperaturdifferenzen noch grösser, denn der entstehende Schnee vermindert die Kälte in der Höhe durch Freiwerden von Wärme, der Eisstrom, der hinabsteigt, absorbiert unten Wärme zur Schmelzung. Ueberall, wo mehrere Parallelketten sich finden, sind die äussern feucht, die innern mehr und mehr trocken; in den tiefern Ketten (z. B. Subhimalaya, Ketten SW von Kaschmir, Kasiagebirge) fällt Regen, in den höhern Schnee. Winde, welche gegen kalte Regionen fliessen, geben Niederschläge, solche, welche aus kalten herkommen, sind trocken.

Folgt hinter einer Kette eine noch höhere (Karakorum hinter Kaschmir), so kann die letztere noch viel Niederschläge erhalten, ist aber die landeinwärts liegende Kette niedriger (Ladag hinter dem Transhimalaya von Kaschmir), so stellt sie eine wärmere Zone dar, über welche der Wind aus dem höhern Gebirge unverändert hinwegstreicht; sie bleibt trocken. Das trockene Innenland sendet mehrere Ausläufer zwischen die vergletscherten Ketten hinein, wie z. B. das Gebiet von Ladag.

Das dichte Beisammensein von warmem Ocean und kaltem Gebirge bei Winden, welche vom erstern gegen das letztere streichen, ist eine wenig häufige Konstellation und deshalb sind sehr stark vergletscherte Gebiete meist von beschränkterer Ausdehnung. Häufiger setzt uns das Fehlen von Gletschern, als ihr Vorkommen in Erstaunen. Weite kalte, selbst gebirgige Regionen der Erde sind wegen Trockenheit gletscherlos. Das ganze Ostasien, die Gebirge Chinas sind wahrscheinlich wie Innerasien vollständig frei von Gletschern. Das dortige Monsunklima soll daran schuld sein und Woeikof hält sogar für wahrscheinlich, dass Gletscher dort auch früher nicht existiert haben können. Wir werden entsprechende Verhältnisse in anderen Gegenden der Erde antreffen.

Es hätte den Raum dieses Kapitels allzusehr ausgedehnt, wenn ich alle die zahlreichen Quellen genau hätte citieren wollen, welchen unsere Angaben über die Vergletscherung von Asien entnommen sind. Die benutzten Autoren und Beobachter sind hauptsächlich: Cunningham, Godwin-Austen, Gebler, Hooker, Humboldt, Jacquemont, Elisée Reclus, Richthofen, Shepherd, Strachey, Schlagintweit, Severtzow, Wood, Thomson, Whitney, Andrew Wilson, Woeikof.

6. Der **Ural** reicht von 52° N. Br. bis in die arktische Region (68°) hinein und erreicht viele Gipfelhöhen, welche zwischen 1500 und 1700 m liegen, allein selbst der nördlichste Ural ist bei diesen Höhen gletscherfrei. Im Ural fällt ziemlich viel Winterschnee bis beiderseits in die Tundra, der Winter ist sehr kalt. Die Winde wehen in geschützten Winkeln und Furchen Schneedünen an, die im Sommer in eine Art Firneis sich umwandeln und oft das ganze Jahr hindurch als sogenanntes „Aufeis“ (Middendorf, Sibirische Reise Bd. IV) aushalten, während die allgemeine Schneedecke bis zu den Gipfeln völlig aufgezehrt wird. Die Schneelinie liegt über den Gipfeln (Dr. E. Hoffmann). Das Pae-Choi-Gebirge, welches den Ural gegen die Insel Waigatsch und Novaja-Semlja hin fortsetzt, ist bei 400 bis 479 m Meerhöhe und bis zu 70° N. Br. im Sommer schneefrei und hat keine Gletscher.

7. In **Kamtschatka** liegt die Schneelinie bei 1600 m unter 56° N. Br. Zahlreiche gewaltige Vulkane ragen hoch in die Schneeregion hinein:

Klutschevskoi 4804 m, Korakovskiy 3420 m, Uchkin 3352 m, Schewelutsch 3215 m, Kronotz 3034 m, Korazki Chrebet ca. 3000 m und andere. Von eigentlichen Eisströmen wird aus dem freilich nur dürftig untersuchten Lande nichts berichtet. Die Vulkane sind durch ihre konische Oberfläche und ihre Isoliertheit ja im allgemeinen nicht günstig für die Gletscherbildung. Von den Eruptionen des höchsten der genannten Gipfel aus den Jahren 1727, 1731 und 1737 wird der verheerenden Wasserfluten

gedacht, welche durch rasches Schmelzen von seinem Eis- und Schneemantel entstanden sind (Reclus, Geogr. Univers. Bd. VI, S. 784). Nach Ad. Ermann findet sich um den Gipfel des Klutschevskoi ein gegen 13 m dicker ungeheurer Eismantel, der von Schlacken und Asche durchsetzt und von einem Lavastrom begrenzt ist. Die Oberfläche ist eben, fast spaltenfrei und ohne Anzeichen gletscherartiger Bewegung. Immerhin kann die Frage, ob Kamtschatka Gletscher habe oder nicht, noch nicht als abgeschlossen bezeichnet werden.

8. Das **skandinavische Hochgebirge** reicht vom 58° bis 71° N. Br. (Wir entnehmen die folgenden Notizen den älteren Arbeiten von L. v. Buch, G. Wahlenberg, Naumann, Forbes, den neueren von Penck, Holmström, besonders aber von de Sèvé, der Amtskarte von Norwegen im $^{1}/_{200000}$ und den eigenen Reisenotizen und Reiseerinnerungen von 1870.) Den orographischen Charakter des Gebirges, hohes Plateaugebirge von verzweigten Thalsystemen durchfurcht, haben wir schon früher (S. 50) in Gegensatz zu den Alpen gestellt und dessen Einfluss auf die Vergletscherung hervorgehoben.

Ueber $^{2}/_{3}$ der Fläche von Norwegen ist fast unbewohntes und unbewohnbares „Fjeld" (Gebirgsrücken, Gebirgsfläche), etwa $^{1}/_{5}$ ist Wald, $^{1}/_{15}$ Eis und Schnee. Vom südlichen nach dem nördlichen Norwegen fällt die Schneelinie erst langsam, dann rascher von 1560 auf 700 m und steigt zugleich von W nach O um etwa 100 bis 150 m. Die mit Firn bedeckte Hochfläche ist durch Fjorde und andere Thalsysteme in zahlreiche grössere und kleinere einzelne Gruppen zerteilt. Die wichtigsten derselben sind:

Folgefond 60° N. Br., Hallingskarven 60 $^{1}/_{2}$°, Horungerne, Jotumfjeld und Justedalsbrae 61 $^{1}/_{2}$°, Langfjeld 62°, Dovrefjeld 62° 20′, Sylfjeld 63°, Storebörgefjeld 65° 10′ bis 65° 30′, Fondalen und Sulitelma 67°. Viel kleiner sind einzelne Firn- und Gletschergruppen auf den Lofoden, Vaagoe und Hindoe und auf Lappland (Getsetjack, Ridatjack, Altekaise bei 68 bis 69°, Bensjordstind,

Pippertind und Jökulstind, sowie die firnbedeckten Inseln Stjernoe und Seiland liegen bei 69 ½° bis 70 ½°).

Steht man im Spätsommer auf einem der höchsten Punkte im skandinavischen Hochgebirge, so fällt auf, dass von nahezu gleichhohen, wellig gewölbten Hochflächen die einen, namentlich die isolierteren, oft ganz schneefrei werden, andere hingegen mit dicker Firndecke bekleidet sind. Der Folgefond, von steilwandigen Fjorden begrenzt, hat etwa 280 km^2 Fläche. An seinem Rande, wo die Eismassen über die Wände hinausgestossen werden, erfolgen Gletscherlawinen. An drei Stellen greift ein kleines Thalsystem nischenförmig in den Plateaurand hinein; dort steigen kleinere Gletscher herab. Der eine davon an der Ostseite, der Buerbrae, endete im Jahre 1860 360 m ü. M., schob sich dann ca. 200 m vor, so dass sein Ende 1878 bei 321 m stand. Der Bondhusbrae endet in gleicher Höhe, der Blaadalsbrae, etwa 1500 m lang, endigt bei ca. 1000 m ü. M.

Die weitaus grösste Gletschergruppe Norwegens sind die Justedalsbraee. Die zusammenhängende, zackig umrandete Firnfläche misst über 900 km^2 und steigt auf 1500 km^2, wenn man die abgetrennten, aber zur gleichen Gebirgsgruppe gehörigen benachbarten Firn- und Gletscherflächen noch hinzunimmt. Dies ist eine Fläche fast 5mal so gross wie die Firnfläche des Finsteraargebietes. Der höchste Punkt erreicht 2038 m. Sèvé schätzt die Dicke des Firnfeldes im Mittel auf 50 m, Maximum auf 100 m, welche Schätzung nach meiner Ueberzeugung eher zu niedrig gegriffen ist. 24 Gletscher erster Ordnung und einige Hundert Hängegletscher steigen, von dieser Firnfläche genährt, über den Plateaurand meist erst sehr steil hinunter, um, unten angelangt, flachere Eisströme zu bilden. Die Fläche des grössten Gletschers (Lodalbraen) ist nur gleich dem siebenten Teil der Fläche des Aletschgletschers (Forbes). Die 24 Gletscher erster Ordnung sind (Sèvé 1870):

Der Vetlefjordgletscher 300 bis bloss 15 m breit gegen das in einer engen Schlucht liegende Ende des Gletschers, Länge ca. 2300 m, Ende 811 m ü. M. Zahl-

reiche von den steilen Seitenwänden stürzende Lawinen überschütten ihn derart mit Schnee, dass in manchen Jahren nur das unterste Ende schneefrei wird. Die Endmoränenmaterialien werden vom Gletscherbache gänzlich weggespült. 4500 und 7500 m thalwärts vom jetzigen Ende finden sich alte Endmoränen.

Der Boiumgletscher steigt bis in die Thalfläche hinaus. Ende 150 m ü. M. Der obere Teil ist bis 30° steil, Dicke des Eisstromes 63 m (?). Der Gletscher war wie der obige seit Menschengedenken im Rückzug begriffen (in 150 Jahren ca. 600 m); 1869 hat er wieder zu wachsen begonnen.

Der Suphellagletscher bricht oben über eine 200 m hohe Wand und erscheint im Thale als regenerierter Gletscher von ausserordentlich regelmässiger Gestalt, Ende ca. 50 m ü. M. Seit 1868 soll er im Vorrücken begriffen sein. Nahe dabei liegt der kleine Suphellagletscher.

Der Langedalgletscher ist aus 4 Gletschern zusammengesetzt, die alle wegen der Steilheit ihrer Betten furchtbar zerrissen sind, der vereinigte Gletscher aber ist flach und fast ganz spaltenlos. Zwischen den Mittelmoränen sind ausgezeichnete Ogiven- und Schmutzbänderkurvensysteme zu beobachten. Mit dem Uebergang von steiler Böschung auf den flachen Grund nimmt der Querschnitt wohl auf das Dreifache zu. Die Gesamtlänge beträgt ungefähr 4000 m, der zusammengesetzte untere Teil misst etwa 1000 m, das Ende ist 303 m ü. M.

Der mittlere Optaggletscher, Ende 350 m ü. M.

Der grosse Optaggletscher, Ende 450 m ü. M.

Der Austerdalgletscher beschreibt einen grossen Bogen. Er hat 8000 m Länge und 600 bis 1500 m Breite. Auch hier ist wieder der obere Teil vom Plateaurande bis in den Thalgrund steil, der untere flacher. Starke Schmutzbänder- und Blaublätterstruktur zeichnen diesen Gletscher aus. Unterhalb des Endes bemerkt man 10 bis 11 verschiedene bogenförmige alte Moränen, Ende etwa 258 m ü. M.

Der Tunsbergdalsgletscher ist 14000 m lang

und 1000 bis 1500 m breit, im mittlern Teil ganz flach und wenigstens 200 m dick, Ende 446 m ü. M. In den Jahren 1820 bis 1870 ist sein Ende um etwa 300 m zurückgewichen.

Der kleine und der grosse Bergsetgletscher. Der letzere ist etwa 3000 m lang, das Ende 401 m ü. M.

Der Björnesteggletscher, Ende etwa 400 m. ü. M.

Der Nygardsgletscher, Länge ca. 6000 m, Breite 780 m, Ende ca. 242 m ü. M. (nach anderen 340 m?).

Der Fåbergstölgletscher ist etwa 4000 m lang, 450 m breit, Ende 463 m ü. M.

Der Lodalgletscher ist aus 4 Hauptzuflüssen gebildet. Auf ca. 3000 m Länge bei 1000 m Breite ist der zusammengesetzte Gletscher ganz flach und spaltenfrei. Länge 8000 m, mittlere Breite 750 m, Ende 628 m (nach anderen 577 m) ü. M., seit 1869 im Vorrücken.

Der Stegeholtgletscher ist etwa 3000 m lang, 300 m breit, Ende ca. 628 m ü. M., seit 1869 im Vorrücken.

Der Gredunggletscher ist 5000 m lang, geht bis 706 m ü. M.

Der Bödalgletscher ist mächtig und sehr zerrissen, hat deutliche Schmutzbänder, seinem Ende liegen viele alte Moränen vor.

Der Nesdalgletscher reicht bis etwa 100 m ü. M.

Der Abraekkegletscher, ca. 3000 m lang, 400 m breit, Ende ca. 266 m ü. M., mehrere starke, alte Moränen thalwärts. Erst seit ca. 150 Jahren zu den Gletschern I. Ordn. zu zählen.

Der Brigsdalgletscher, Ende ca. 326 m ü. M.

Der Melkevoldgletscher, ca. 2000 m lang und 200 m breit, Ende ca. 305 m ü. M.

Alle drei letztgenannten waren seit langer Zeit bis 1869 im Rückzug.

Es reihen sich ferner an der Fondgletscher und der Lundegletscher, letzterer kaum 1000 m lang, bei 462 m ü. M. endigend.

Aus diesen Notizen ersieht man, dass im allgemeinen die Gletscherenden dieses Gebietes bei 300 bis 600 m

Meerhöhe liegen. Der Boiumgletscher im Hintergrunde des Fjerlandsfjordes geht bis 147 m, der Suphellagletscher bis 50 m herab. Bei so steilen Gletschern, wie die meisten der genannten, fehlt es an Spalten, an Eisstürzen und dergleichen nicht. Schmutzbänder, ausgezeichnete Blaublätterstruktur etc. sind vielfach zu beobachten. Grosse Moränen sind nicht selten.

Im 18. Jahrhundert, wohl auch schon etwas früher, rückten die Gletscher des mittlern Norwegens vor. Aus dieser Zeit stammen eine Menge von Angaben über Zerstörung von Hütten, Weiden und Kulturland aus den Thälern rings um die Justedalsbräen. Früher schneefreie Gipfel und Gipfelflächen blieben auch im Sommer beschneit und an manchen Stellen bildeten sich neue kleine Gletscher. Seit 1807 hat die Bewegung sich gewendet. 1822 stand der Nygardgletscher schon 410, der Björnesteggletscher 1130 m hinter seiner Endmoräne und jetzt finden wir die Endmoränen vom Anfang dieses Jahrhunderts im Mittel 600 bis 1000 m entfernt von den jetzigen Gletscherenden, vom Eise verlassen in den Weiden stehen. Mit 1868 und 1869 begann aber wieder ziemlich allgemeines, wenn auch wenig starkes Vorrücken.

Von den nördlichern Firn- und Gletschergruppen Skandinaviens ist diejenige des Sulitelma (bis 1730 m) weitaus die bedeutendste. Dort unter 66 bis 67° in Fondalen geht der erste Gletscher (Jegna) bis an das Meer hinab. Wahlenberg beschreibt schon 1807, da die Kenntnis der alpinen Gletscher noch kaum so weit gefördert war, das thalwärts „Kriechen“ dieser Gletscher, ihr Brechen und Spaltenwerfen, die Randkluft der Firnmulden, die Umwandlung von Hochschnee in Firn und weisses undurchsichtiges Eis, die Moränen, Gletscherschliffe und die Trübung des Baches, der am Ende des Gletschers aus der Eisgrotte bricht.

Forbes machte darauf aufmerksam, dass in Norwegen sehr viele ausgedehnte Gebirgsflächen bis ganz dicht an die Schneelinie hinauf reichen. Schon eine ganz geringe Senkung der Schneelinie Norwegens würde diese Hochflächen mit Firn dauernd bedecken, die Nährgebiete der

Gletscher und damit die ganze Vergletscherung in sehr bedeutendem Masse vermehren und vielleicht Norwegen fast Grönland gleich machen. Unter der gleichen Breite finden wir schon im benachbarten Island die Schneelinie 200 m tiefer.

9. **Island** (63° 20′ bis Polarkreis) hat Hochlandmassen, welche in ihrer äussern Gestalt und ihrem Verhalten zu Firn und Gletscher den Gebirgen Norwegens nahe stehen, so verschieden auch Bau und Zusammensetzung des Gebirges sind. Dort in Norwegen haben wir es mit einer alt gehobenen Platte von krystallinischen Schiefern und alten Sedimentgesteinen, hier wenigstens in den gebirgigen Teilen mit jüngern, vorwiegend vulkanischen Bildungen zu thun, deren Entstehung höchstens in die ältere Tertiärzeit zurückgeht, aber auch noch in unsern Tagen sich fortsetzt. Was Islands Eisströme auszeichnet, das ist ihr Konflikt und ihre Mengung mit den Lavaströmen und Aschen.

Die Schneelinie liegt an der Südabdachung der Insel, wohin die feuchten Winde streichen, bei 860 bis 900 m, allein gegen das Innere und die trocknere Nordabdachung hin werden Gipfel und Flächen von 1000 m, selbst solche bis zu 1300 m fast alljährlich schneefrei. Das Klima von Island, stark beeinflusst von dem Treibeis und den geringsten Schwankungen in den Grenzen der Wind- und Meeresströmungen, ist von einem Jahre zum anderen ausserordentlich schwankend. Es kommen hier Abweichungen in der mittlern Jahrestemperatur von einem Jahre zum anderen bis auf 5 und 6° vor, was bis jetzt von keiner anderen Stelle der Erde bekannt ist, und was selbstverständlich für das Dasein des Menschen die unglücklichsten Wirkungen hat.

An der Nordseite der Insel finden wir im Mittel den wärmsten Monat an der Küste ganz wie an der Südwestseite zu 13,5°; der kälteste Monat aber (Februar) bleibt im Mittel an der SW-Küste auf —2,1°, an der N-Küste fällt er auf —6,2° (Schell, Humboldt, Sartorius, Preyer, Zirkel etc.). Also auch hier zeigt sich wieder,

dass ein kälterer Winter die Vergletscherung nicht befördert, vorausgesetzt, dass überhaupt seine Temperatur unter 0° fällt. Ein kälterer Sommer aber vergrössert die Gletscher. Die mittlere Jahrestemperatur der isländischen Küsten schwankt zwischen —1,5 und +6,58°, sie fällt im Mittel auf + 2,3°.

Die mittlere Höhe von Island wird auf 470 m geschätzt (Leipold), die höhern Gipfel (Fell) und schneebedeckten Hochflächen (Jökull) sind:

Oraefajökull höchster Gipfel . . .	1956 m
Vatnajökull (Fläche ca. 8000 km²!) .	1920
Snaefell (O)	1824
Oesterjökull	1818
Hekla	1550
Snaefellsjökull	1433
Smjörfjall (NO)	1211
Lambafell (O)	1082
Kistufell (SO)	1098
Drangajökull (NW)	889
Glamujökull (NW)	901

Die eigentlichen Gletscher, welche aus diesen oft ebenen, enorm weiten Firnfeldern entspringen, die nur hie und da von schwarzen Lavafelsen unterbrochen werden, sind zwar zahlreich aber meist nur klein. Der Schnee wandelt sich nur schwer über das Stadium des Firnes hinaus um. Die Gletscher bestehen meist noch aus blasenreichem weissem Eise. Unter dem vereisten Rande des Vatnajökull brechen an manchen Stellen die Bäche direkt hervor. Schon am längsten bekannt ist der Geitlandgletscher, der nördlich von Reykjavik ein hohes Thal erfüllt. Olafsson und Palsson haben schon in der Mitte des vorigen Jahrhunderts denselben untersucht und seine Spalten, „Mühlen", Schmelzwasserbäche, Tische, Moränen zu erklären versucht. Im SO-Teil der Insel steigt vom Vatnajökull der Skridjöklar (= „zitternder Gletscher") oder Falljökull als der zweitgrösste Eisstrom der Insel herab. Der letztere reicht bis auf wenige Meter über Meer und lässt zwischen seiner Stirn und der Küste nur eine kaum 200 m breite Alluvionsfläche (Skeidararsandr) übrig, welche, von den wechselnden

Schmelzwasserflüssen überströmt, dem Verkehr längs der Küste grosse Hindernisse bietet. Die anderen Eisströme Islands sind klein. Vom Arnafellsgletscher, aus dem Hofjökull genährt, wird berichtet, dass seine Oberfläche ca. 10^{0} geneigt sei, und Bandstruktur, Gletscherschliffe, Moränen etc. im untern Teile deutlich zu sehen sind.

Island ist reich an Kratern und an heissen Quellen; die Krater sowohl wie die Radialrisse derselben ergiessen oft gewaltige Lavaströme und werfen Schlacken- und Aschenregen aus, die alles überdecken und verwüsten. Der Krater des Kötlugja ist schon manchmal mit Firn und Eis erfüllt getroffen worden, beim folgenden Ausbruche werden Schlacken und Aschen gemengt mit Eisbrocken herausgeworfen. 1861 fanden „subglaciale“ Eruptionen am Vatnajökull statt, welche ungeheure Massen von Firn und Eis rasch schmolzen, so dass die ganze südlich vorliegende Ebene überschwemmt wurde, wobei in mehr als 130 km vom Ufer entfernt englische Schiffe auf 50 km Breite einen Strom kotig trüben Wassers zu durchkreuzen hatten. Seither sind die Wasserläufe am Südabhang und am Fusse des Vatna gegen früher gänzlich verändert, der Skeidarafluss z. B. hat sich um 13 km gegen Westen verschoben. Zwischen den Firnschichten des Vatna finden sich schwarze Lagen von vulkanischen Aschen. Der Skeidaragletscher selbst ist partienweise vollständig schwarz und undurchsichtig, ohne klares Eis, so dass Holland sein Aussehen mit einem gewaltigen Anthracillager vergleicht. Die Eruption vom 29. März 1875 hat über die Firnflächen des östlichen Islands wenigstens 300000000 m^3 Bimssteinasche ausgestreut. Jener Aschenausbruch trübte auch das Weiss der norwegischen Schneeflächen und reichte bis Stockholm, auf 1900 km vom Ausbruchspunkte. Im Innern bei den Bergen von Dyngja in der Ebene von Askya, wo der Ausbruch statthatte, fand im folgenden Jahre Johnstrup die Bimssteintrümmerschichten auf mehrere Meter dicken Firnschichten liegen. Solche Wechsellagerung von Aschen- und sogar Lavendecken mit Firn, Eis und Schichten, welche gemischt aus Eistrümmern und Lapilli bestehen,

sind übrigens ein ganz gewöhnliches Vorkommen in der Umgebung der isländischen Vulkane. Erstarrende Lava und besonders lockere vulkanische Auswürflinge sind zu schlechte Wärmeleiter, als dass sie sofort allen Schnee schmelzen müssten, auf welchen sie sich werfen. Firn und Gletscher von Island machen wegen dieser Mischung mit vulkanischem Staub zeitweise einen ganz anderen und lange nicht so schönen Eindruck wie Firn und Gletscher anderer Regionen.

Ich bin überzeugt, dass eine genauere Untersuchung von Firn und Gletscher von Island gerade dadurch, dass einzelne, ganz bestimmten Jahren angehörende Schichten derselben durch die vulkanischen Niederschläge so deutlich ausgezeichnet sind, über eine Reihe von Fragen der Gletscherphysik (z. B. Verhältnis von Schichtung und Struktur, Altersbestimmungen etc.) so klare Auskunft geben könnte, wie sie z. B. in den Alpen niemals zu erlangen sein wird, und möchte in diesem Sinne das nähere Studium der isländischen Gletscher empfehlen.

Auch aus Island haben wir Berichte über Veränderungen in der Vergletscherung im Laufe der Zeit. Die Eingebornen behaupten, dass einst an Stelle des Geitlandgletschers ein tiefes bewohntes und mit Wiesen und Kulturen bedecktes Thal gewesen sei. Aus dem letzten Jahrhundert gibt es zahlreiche Belege für das Vorrücken der Gletscher. Der Rückgang der isländischen Kulturen und der Bevölkerungszahl ist aber mehr als auf fortschreitende Vergletscherung zurückzuführen auf die Unregelmässigkeiten der Jahrgänge, die dadurch oft erzeugte Hungersnot und besonders die entsetzlichen Verheerungen durch die vulkanischen Aschen, wie sie z. B. 1783 und auch 1845 vorgekommen sind. In diesem Jahrhundert sind die isländischen Gletscher im allgemeinen wieder zusammengeschwunden, allein wenigstens einzelne scheinen seit Beginn der 70er Jahre wiederum zu wachsen. Die südlichen Endmoränen des Vatnajökull sollen von 1871 bis 1874 weit über die Ebene vorgeschoben worden sein, eine der Eiszungen soll sich sogar um 16 bis 18 km in Zeit von etwa 40 Jahren

vorgeschoben haben und jetzt gänzlich die Wege bedecken, welche Gunnlaugsson, der einst den Plan der Gegend aufgenommen hatte, einschlug. Das macht ein Vorschreiten um wenigstens 400 m per Jahr. Welcher Einfluss auf den Stand und die Schwankungen der Gletscher dabei der Thätigkeit der Vulkane unter dem Firn zugeschrieben werden muss, bleibt noch zu untersuchen.

Die Gletscherschliffe und alten Moränen, welche man in Island an den Fjordufern bis an die Küste hinaus findet, sind vorhistorisch entstanden.

Der nördlich gemässigten Zone gehört ein grosser Teil von dem vergletscherten Grönland an; ein anderer Teil zieht sich in die Polarregion hinein. Wir werden Grönland mit den Polarländern zusammen besprechen.

10. Das **gemässigte Nordamerika** (Whitney, Climatic Changes p. 23 etc.). Vom 35. bis ca. 48° Breitegrade ziehen der pacifischen Küste von Nordamerika entlang zwei grosse parallele Ketten, deren westliche, die Coast range, nur ziemlich geringe, die östlichere, die Sierra nevada, aber bedeutende Höhen aufweist. Weiter nördlich bis in die Polarregion setzt sich als Thlinkiten-Küstengebirge die innere Kette zusammenhängend fort, während die äussere tiefer getaucht sich in Inselketten auflöst. Oestlich von diesen Randgebirgen folgen ausgedehnte, mit untergeordneten Ketten besetzte Hochländer, deren Charakter oft an Innerasien anklingt, und darauf dann das grosse Felsengebirge.

Das Westgehänge der Sierra nevada (36 bis 42°) ist weit reicher an Niederschlägen als das Ostgehänge. Für die tiefern Regionen hat schon das Küstengebirge die Feuchtigkeit der pacifischen Winde wesentlich vermindert, in der Sierra nevada nimmt deshalb der Niederschlag mit der überragenden Höhe zu. Die Schneefälle verschiedener Jahre sind aber sehr ungleich. Auch starke Schneefälle verschwinden meistens still, ohne Hochwasser zu erzeugen, mehr durch Verdunsten als durch Schmelzen. Das Klima ist im ganzen ziemlich trocken. Die höchsten

Teile der Kette aber werden das ganze Jahr nicht schneefrei. Der Schnee bildet kleinere und grössere Flecken und Felder in Rinnen, Nischen und schattigen Winkeln, aber doch keine zusammenhängende Schneedecke. Die stärksten Schneeanhäufungen finden sich an den Gehängen der gewaltigen Vulkane. Whitneys Peak mit 4575 m, Mt. Lyell 4029 m, Mt. Dana 4033 m und andere tragen das ganze Jahr Schnee. Nördlicher vom See Tahoe bis Lassens Peak 3225 m verschwindet der Schnee gegen den Spätsommer fast ganz, dort aber bleiben grössere Schneeflecken dauernd. Einzelne derselben reichen bis 2700 m hinab, allein von einer bestimmten Schneelinie kann kaum gesprochen werden, da auch hier flache Stellen zwischen den Schneeflecken schneefrei werden. Die untere Grenze zusammenhängender Schneebedeckung läge wohl noch über den Gipfeln. Die lückige leichte Schneebedeckung erinnert an die Verhältnisse im Gang-dis-ri oder im Küenlün.

Von Lassens Peak folgt ein Unterbruch in den Schneeresten bis zum Vulkan Mount Shasta 4404 m und $41\frac{1}{2}^{0}$ N. Br. Dort bleiben Schnee- und Eisreste bis 2600 m hinab. Im Jahre 1870, da der Gipfel ausserordentlich schneearm geworden war, fand King dort drei „Gletscher“ an der Nordseite, von welchen der grösste ca. 7 km lang und über $4\frac{1}{2}$ km breit sein soll. Das untere Ende teilt sich in mehrere Eiszungen, welche in die Erosionsfurchen hinabreichen. Die Eismasse ist von vielen sehr langen und weiten Spalten oft in konzentrischen Systemen durchsetzt und in Blöcke geteilt, die Oberfläche mit Felstrümmern übersäet. Schmelzwasserbäche flossen über das Eis hinab. Leider sind diese Eismassen von niemandem untersucht worden, der echte Gletscher schon genau kennt. Auch am Ostabhange des Mount Ritter wurde ein ähnliches thalwärts drängendes Eislager von den Geologen des Geol. Survey der U. S. A. im Jahre 1866 entdeckt. Nach den gegebenen Beschreibungen, aus welchen namentlich hervorzugehen scheint, dass jetzt eine Firnmulde für die Eismasse fehlt, ist es sehr wahrscheinlich, dass diese Eismassen sich jetzt nicht

mehr neu bilden oder regenerieren können, dass sie vielmehr bloss Reste früherer wahrer Gletscher sind. Echte Gletscher fehlen vollständig bis ca. 43° N. Br. in den Westketten von Nordamerika.

Die durch Schliffe und Moränen gekennzeichnete frühere Vergletscherung der Sierra nevada von 36 bis 40° N. Br., die für die damalige Zeit dort ein Bild ähnlich den Alpen geschaffen hatte, war die jüngste geologische Erscheinung des Gebietes. Die Höhe, die orographische Gliederung war wie Whitney genau nachwies, schon vorher vorhanden und selbst das Feuer der kalifornischen Vulkane schon vor ihrer Vergletscherung erloschen.

Weiter nördlich folgen im Randgebirge (Cascade Mountains) unter vielen anderen Gipfeln der Mount Hood 3726 m (45° 20′), der Mt. Rainier 4404 m (46° 20′) und an der Nordgrenze der U.S.A. der Mt. Baker 3383 m und 49° N. Br. Diese Gebirgsmassive weisen wirkliche Gletscher in Menge auf, die erst noch weniger gross, weiter nördlich aber bedeutend werden (nach A. Hagne und Emmons). An der Quelle des in den Puget Sound sich ergiessenden White River soll der grösste Gletscher der Cascade Mountains auf steilem Untergrunde fast 6 km breit und kaum weniger als 16 km lang liegen. Der Mt. Baker liegt von den genannten nicht nur am nördlichsten, sondern zugleich dem Meere am nächsten; an seinen Flanken sollen mächtige Gletscher vorhanden sein, während die Schneelinie bei ungefähr 1600 m steht.

In noch höherer Breite werden Gletscher noch gewöhnlicher und gewaltiger. Unter dem 51.° liegen ihre Enden noch oben in den Gebirgsthälern. Dann aber steigen sie tiefer und tiefer und erreichen endlich in Alaska bei 60° N. Br. das Meerniveau, wo am St. Eliasberg, einem Vulkane von 4562 m, die Schneelinie bei ca. 1500 m steht. Die Gletscher jener Gebiete sind noch sehr wenig bekannt, namentlich fehlen Untersuchungen von Forschern, welche die nötige Anschauung zum Vergleichen aus klassischen Gletschergebieten mit sich gebracht hätten. Das Randgebirge von Britisch Columbia

bis Alaska muss aber reich an grossartigen Gletscherlandschaften sein. Nach den spärlichen bisherigen Berichten scheinen freilich im nordamerikanischen Randgebirge, nördlich von 43°, Gletscher mehr nur in einzelnen getrennten Gruppen vorzukommen, weniger aber eine weithin zusammenhängende Vergletscherung darzustellen wie etwa im Himalaya.

Das Plateau zwischen dem Randgebirge und den Rocky Mountains hat nur wenige Gipfel oder Kämme, welche wie z. B. der East-Humboldt das ganze Jahr Schneeflecke behalten. Gletscher fehlen im ganzen Great Basin. Selbst die Ketten dicht hinter der Sierra nevada, wie z. B. Inyo Range und White Mountain-Range, welche ungefähr gleich hoch wie jene sind, bleiben meistens kahl, wenn die Sierra nevada tief hinab verschneit ist. Durch die letztere ist ihnen die Feuchtigkeit der W- und SW-Winde abgeschnitten worden. Grosse Trockenheit und infolge davon Steppen und Wüsten zeichnen das Hochland östlich der Sierra nevada aus. Für dieses ist die Sierra nevada, was der Himalaya für Tibet. Gegen die Rocky Mountains hin ändert sich das Klima insofern, als die Niederschläge sich gleichmässiger über die verschiedenen Jahreszeiten verteilen, während sie in der Sierra nevada fast nur dem Winter angehörten. Dies treibt die Schneelinie noch höher hinauf. Die höchste Gruppe des Felsengebirges unter 40° N. Br. mit vielen Gipfeln zwischen 4000 und 4500 m erreicht die Schneelinie nicht und weist nur einzelne bleibende Schneeflecken, keine Gletscher auf. Die 3 einzigen den U.S.A. angehörenden Gletscher des Felsengebirges liegen in der Wind River-Range bei ca. 43° N. Br. und 4136 m Gipfelhöhe; der grösste soll etwa 1½ km lang sein (Whitney p. 25).

Von 49 bis 53° erhebt sich das Felsengebirge ohne hervorragende Gipfel im Mittel auf 3600 m. Unter 52° in dem am stärksten entwickelten Teil des Gebirges (Mt. Hooker 4900 bis 5000 m), sind einzelne tiefe Thäler von Gletschern eingenommen, die Gletscher sind aber spärlich. Unter 56°, im Sammelgebiete des Peace River, finden sich nur Schneeflecken, keine Gletscher im Felsen-

gebirge. Vergleicht man die Höhe und geographische Breite des Felsengebirges mit den Alpen, so sieht man sofort den Unterschied ein. Im Felsengebirge bei 50 bis 56° N. Br. und 3000 bis 5000 m Meerhöhe nur wenig und kleine Gletscher, in den Alpen bei bloss 46° N. Br. schon in niedrigern Gruppen eine gewaltige Vergletscherung.

Nordamerika weist also trotz seiner Höhen reich vergletschertes Gebirge nur in der Nähe des Grossen Oceanes und auch da nur nördlich von 43° N. Br. auf.

C. Die Gletscher der südlich gemässigten Zone.

Indem wir auf die südlich gemässigte Zone übertreten, treffen wir auf zwei reichvergletscherte Gebiete. Das eine ist der südliche Teil der südamerikanischen Anden, das andere die Südinsel von Neuseeland. Australien ist zwar reich an Gebirgen, dieselben sind aber selten höher als 2000 m. Die Reisenden berichten nicht einmal von noch im Sommer schneebedeckten Höhen, unter welchen Verhältnissen auch keine Gletscher zu erwarten sind.

1. **Das gemässigte Südamerika.** Wir erinnern uns der einzelnen unbedeutenden Randvergletscherungen an den Hochgipfeln der tropischen Anden. Rücken wir weiter gegen Süden vor, so gelangen wir schon in Nordchili in aussertropisches Gebiet mit Gipfelhöhen von 6400 bis 6834 m (Aconcagua). In Nordchili ist aber der Sommer zu trocken, der Schnee verdunstet, es bleiben nur wechselnde Schneeflecken liegen, Gletscher können sich nicht bilden. Den ersten echten Gletscher treffen wir in der Provinz Colchagua bei 34° S. Br. Der Rio de los Cipreses sprudelt bei bloss 1800 m Meerhöhe aus einem grössern Gletscher hervor.

Weiter südlich liegt die Cordillere der Küste näher, sie wird reicher an Niederschlägen. Die Schneelinie zeichnet sich in ca. 2600 m aus der Entfernung als

scharfe gerade Linie, und die Berge reichen bis 750 m weit in die Schneeregion hinein. Hier finden sich zahlreiche Gletscher in den Thälern der Westabdachung, aber auch die trockenere Ostabdachung soll unter dem 40.° einige Gletscher aufweisen (Cox). Wie die Küsten und der ganze Gebirgsabfall des südlichen Chili steil ist, so sind auch die Gletscher meistens steil. Bei 46° 50′, also unter der Breite der Alpen, reicht schon ein Gletscher bis ins Meer hinab und weiter südlich ist dies recht oft der Fall. Fast jeder gegen die südlichsten Teile ins Land hineindringende Fjord hat seinen Gletscher im Hintergrunde, obschon die Cordilleren hier auf 3000 bis 2000 m Höhe herabgesunken sind. Schon unter dem 50.° S. Br. stossen die Gletscher Treibeis in die Buchten hinaus.

Hieraus ergibt sich, dass die Vergletscherung in den Cordilleren gegen Süden hin sehr rasch zunimmt. Der Aconcagua wird trotz seiner 6834 m bei 33° S. Br. in manchen Jahren noch schneefrei. Südlicher nehmen die Winde, vom Stillen Ocean her aus NW kommend, und damit die Niederschläge sehr bedeutend zu. Schon der äussere Anblick des Landes verändert sich. An Stelle der Wüste und Steppe tritt dichter Wald. Von 33 auf 36° fällt die Schneelinie von über 5000 m sehr rasch auf 2000 m herab und sinkt dann langsamer, so dass sie bei 43° am Corcovado noch ungefähr 1700 bis 1800 m hoch steht. Der Wald reicht bis an die Schneelinie (S. 14 u. 15). Der Rigi, unter gleiche Breite nach Südamerika versetzt, würde ein Schneeberg sein, obschon die mittlere Jahrestemperatur der entsprechenden Stellen fast die gleiche ist.

2. **Neuseeland.** Wir folgen den Mitteilungen von Hochstetter, Neuseeland 1863 und Haast, Geology of Canterbury and Westland, New-Zealand 1879. Die Südinsel Neuseelands ist von den „Southern Alps“, einer gewaltigen Gebirgskette in SW-NO-Richtung durchzogen, welche der NW-Küste nahe liegt, und dort eine steilere, gegen SO eine breiter abgestufte Böschung weist. Schon die ersten Schiffahrer wurden durch dieses gewaltige

Gebirge in Bewunderung versetzt. „Es war unbewohnt, als Neuseeland entdeckt wurde, denn die Eingebornen mieden die schaurige Bergwildnis, und es ist unbewohnt noch heute“ (Hochstetter S. 335). Von 42 bis 45° S. Br., also unter der Breite der Alpen, erhebt sich das Gebirge zu Gipfeln von 3000 m und noch mehr. Der höchste Punkt des Mt. Cook oder Ao-rangi misst 4063 m. Die Schneelinie liegt am Mt. Cook bei 1830 m.

Die vorherrschenden feuchten Winde sind NW-Winde. Wenn sie an dem Gebirge aufsteigen, scheiden sie ihre Feuchtigkeit ab. Ueber den Kamm hinübergelangt, haben sie in den Thälern des SO-Abfalles den Charakter der Föhnwinde angenommen. Diesen Verhältnissen entspricht, dass der mittlere jährliche Niederschlag in Hokitika an der W-Küste (von 2,87 m) 4- bis 5mal so stark ist, wie in Christchurch an der O-Küste (bloss 0,66 m). Der Betrag der Niederschläge steigt am Gebirge zugleich mit der Höhe. Oft ist die Witterung in Hokitika hell, während es im Gebirge schneit oder regnet. Die Gletscherspeise, welche von den feuchten Winden gebracht wird, übertrifft an Quantum jedenfalls noch sehr wesentlich die für die W-Küste gefundene Zahl. Die trockenere O-Abdachung hat zugleich wärmere Winter, (d. h. wärmere warme Jahreszeit der Südhalbkugel) und kältern Sommer, ist also durch das Gebirge schon viel kontinentaler geworden, als die W-Küste. Obschon der Gebirgsgrat schmal ist, zeigt sich doch, dass entgegen der Lage zur Sonne die Schneelinie an der SO-Seite ca. 100 m höher als an der NW-Seite liegt. Noch auffallender wird der Unterschied beider Gehänge, wenn wir die Meerhöhe betrachten, zu welcher die Gletscher hinabsteigen. An dem Westgehänge erreicht der Franz-Josefsgletscher sein Ende bei 215 m ü. M., der Prinz-Alfredgletscher bei 214 m. In gleicher geographischer Breite (Südfrankreich, Italien) und bei gleicher Meerhöhe finden wir in Europa reifende Citronen, Orangen, Weintrauben und selbst hohe Palmen, und befinden uns in glühender Sommerhitze, weit entfernt von Schnee und Eis. In Neuseeland steht indessen die Temperatur auch

hier in der Umgebung der Gletscherenden ziemlich hoch, das Jahresmittel beträgt ca. 10°, das Klima ist oceanisch, d. h. gleichförmig und feucht, die Kälte sinkt nie tief, so dass manche Gletscherenden, wie z. B. dasjenige des Franz-Josefsgletschers, umgeben sind von einer fast subtropischen Vegetation, Urwäldern mit baumförmigen Farnkräutern, mit alten immergrünen Typen von Nadelhölzern und einem reichen Schmuck von Fuchsia, der oft noch hoch über die Gletscher hinaufreicht.

Die am tiefsten gehenden Gletscher des Ostgehänges sind der

Tasmangletscher	bis	749 m ü. M.
Hookergletscher	„	903 „ „ „
Müllergletscher	„	870 „ „ „

Die übrigen Gletscherenden liegen alle zwischen 900 und 1700 m. Im Mittel gehen die Gletscher Neuseelands bis ca. 1350 m hinab, das ist bis etwa 800 m unter die Schneelinie. Wahrscheinlich ist die hohe mittlere Temperatur, welche starke Abschmelzung ergibt, die Schuld daran, dass diese Differenz kleiner ist als in den Alpen. Haast und Hochstetter nennen aus den Centralalpen der Südinsel von Neuseeland nahe an 50 grössere Gletscher erster Ordnung und weisen noch auf eine ziemliche Zahl hin, für welche nähere Angaben noch fehlen.

a) Der Südostabfall Neuseelands wird an der Küste durch die Ebenen gebildet, welche aus sanft gegen das Gebirge ansteigenden Flussablagerungen bestehen. Die aus den Alpen kommenden, sehr starken Flüsse haben durch Ueberfliessen und Ablagerung sich selbst breite, flache Dämme gebildet, zwischen denen sie höher als das umgebende Land fliessen. Etwa 10 bis 20 Meilen von der Mündung aufwärts finden wir im Gegenteil die Flüsse in flachen, breit und ziemlich tief in ihre ältern Schlamm-, Sand- und Kiesablagerungen eingeschnittenen Thälern in stets sich verändernder Zerteilung zahllose kleine Schlamm- und Sandbänke umströmend. Dann folgen aufwärts oft grosse Seen (Wauaka, Hawea, Ohau, Pukaki, Tekapo, Coleridge etc.), unten gestaut durch bis zu 80 m hohe alte Moränen, oben halb schon ausgefüllt durch schlam-

mige, nicht zu begehende Deltas. Das Wasser der Seen ist milchig trübe. Nur kurze Zeit des Jahres klärt es sich, es ist echte „Gletschermilch“, die hier ihre ausgedehnten Lössbildungen absetzt. Beim Eintritt in das Gebirge werden die Thäler zu oft ungangbaren Erosionsschluchten. Die Thäler der neuseeländischen Alpen sind aber ganz besonders ausgezeichnet durch ihre ungeheuren Schuttmassen, welche oft bis 300 m über die Thalsohle hinauf die Gehänge bedecken und in welche die Flüsse, sich wiederum einschneidend, die regelmässigsten Terrassen gegraben haben. Im Hintergrunde der lawinenreichen Bergthäler endlich stösst man erst auf zahlreiche, von den seitlichen Gehängen herabstürzende, den Hängegletschern entstammende Bäche, dann auf die grossen Thalgletscher, die meist in Gestalt steiler Eiswände endigen und aus einem grossen, blauen Thore den jungen, trüben Fluss hervorbrechen lassen. Die Beschreibungen in Wort und Bild zeigen die vollständige Uebereinstimmung im Charakter der Thäler, der Gletscher und Firnmulden wie der Gipfel und Gräte mit den am gewaltigsten vergletscherten Teilen der europäischen Alpen. Die neuseeländischen Gletscher sind im allgemeinen wohl noch stärker mit Moränen überschüttet, so dass Beispiele, wie bei uns Unteraar- und Zmuttgletscher sie bieten, dort die Regel bilden.

Um das Bild der neuseeländischen Gletscher etwas zu erweitern, nennen wir die Hauptgletscher mit den wichtigsten Notizen über dieselben in der Reihenfolge der Flussgebiete in Canterbury und Westland, denen sie angehören. Im südlichen Teile (Otago) gibt es noch viele, wenn auch weniger mächtige, in die Schneeregion reichende Gebirgsteile, ebenso auch im nördlichen Teil der Südinsel (Nelson). Diese letztern Gebiete haben nur kleinere Gletscher und sind noch wenig bekannt.

Südostabfall der Centralalpen von Neuseeland (Canterbury) aufgezählt von SW nach NO:

1. Flusssystem: Headwaters weist viele Gletscher auf, darunter den „Glacier Dome“ und die Gletscher des Mount Dana.

2. Flusssystem: Waitaki.

a) Der Nebenfluss Ahuriri hat nur kleine Gletscher in seinem Sammelgebiet.

b) Der Nebenfluss Ohau (mit See) wird gespeist von den Ausflüssen von zwei grossen Gletschern.

c) Der Nebenfluss Tasman mit dem Pukakisee; in einer Gruppe nahe beisammen liegen die grössten Gletscher:

Müllergletscher, 9600 m lang, unten 1500 m breit, Richtung von W nach O; im untern Teil ganz mit Moränen bedeckt.

Hookergletscher, etwa 12 800 m lang, unten 1500 m breit; die rechte Seitenmoräne stammt vom Mt. Cook, die linke vom Mt. Stokes, Richtung N—S.

Hochstettergletscher, bildet gewaltige Eisstürze und vereinigt sich dann mit dem:

Gross-Tasmangletscher, 28 bis 29 km lang inklusive Firnmulde, die Gletscherzunge wenigstens 16 km, unten 2800 m breit, Richtung ungefähr N—S, Höhe des Endes 737 m. Die untern 5 km sind ganz mit Moränenschutt bedeckt, worunter zahllose Blöcke enormer Dimensionen, und auf demselben gedeihen und blühen mitten im Gletscher eine Menge neuseeländisch-alpiner Blütenpflanzen. Gegen das Seitenthal des Murchisongletschers breitet er sich etwas aus, um nachher wieder zusammengedrängt zu werden.

Murchisongletscher in parallelem Thale. Sein Ausfluss trifft in die Seite des Tasmangletschers und geht derselben entlang, bis er sich am Ende des letztern mit dem Tasmanbache vereinigt.

Die sämtlichen genannten Gletscher sind mehrfach zusammengesetzt und haben mehrere Mittelmoränen. Ihre gewaltigen Endmoränen liegen in einiger Entfernung unterhalb, sie vermengen sich beinahe und sind schon mit Gebüsch überwachsen. Alte ausgezeichnete Gletscherschliffe gehen bis fast 300 m über die jetzigen Thalböden. Die Moränen enthalten Blöcke von gewaltigen Dimensionen.

d) Der Nebenfluss Tekapo mit gleichnamigem See,

der von noch 500 m höher an den Gehängen liegenden Moränen beherrscht wird.

Der Cassfluss, der sich in den Tekaposee ergiesst, nimmt einige Gletscherbäche auf.

Der Hauptfluss des Tekapo, der Godleyriver, entspringt mit seinen einzelnen Armen in einer Gruppe gewaltiger Gletscher, zu welcher gehören:

Classengletscher, 12 800 m lang, 3600 m breit, hat ein sehr ausgedehntes Firngebiet; sein Ende liegt dicht neben demjenigen der vereinigten

Grosser Godleygletscher und

Greygletscher.

Der Godleygletscher hat ca. 20 km Länge und, als der breiteste neuseeländische Gletscher, unten über 2, weiter oben fast 5 1/2 km Breite. Da er zudem, wie viele der grossen Gletscher, sehr flach ist, wird er als das eigentliche neuseeländische Eismeer bezeichnet.

Titzgeraldgletscher folgt östlich daneben.

Auch der Macaulayfluss, der östlichste des Tekaposees, wird von 2 kleinen Gletschern vom Südabhang des Mt. Forbes gespeist.

3. Flusssystem: Rangitata.

Der westlichste Nebenfluss, der Havelockfluss, wird von vielen kleinen und von 2 grössern Gletschern vom NO-Gehänge des Mt. Forbes gespeist, der eine geht bis 1192 m, der andere bis 1041 m hinab.

Der mittlere Nebenfluss, der Clydefluss, zeigt in seinem Sammelgebiet unter vielen kleinen:

Grosser Clydegletscher, mehrfach zusammengesetzt, Ende bei 1128 m, hatte ein unteres Gletscherthor und überdies ca. 30 m höher am steilen Eisabfall einen Ausfluss. Der Bach dieses Gletschers war nicht trüb; der untere Teil des Gletschers ist ganz mit Schutt bedeckt.

Lawrencegletscher, Ende bei 124 m, steigt von der Gruppe des Mt. Arrowsmith herab.

Forbesgletscher, Ende bei 1170 m, ist unten ganz mit Moräne bedeckt und besteht aus „3 bis 5′ mächtigen, muldenförmig dem Thalgrund angeschmiegten Schichten“. (Ist hier Schichtung und Struktur sicher

unterschieden?) Alte Gletscherschliffe an den steilen Uferfelsen bis 150 m über die Gletscheroberfläche hinauf, thalwärts keine alte Endmoräne gefunden.

Unmittelbar daneben mit Ende ca. 1220 m ein weiterer, fast ganz moränenfreier Gletscher.

4. Flusssystem: Ashburtonriver.

Ashburtongletscher, Ende 1474 m. Derselbe ist an der Oberfläche fast moränenfrei, wälzte dagegen seine Endmoräne vorrückend 1860 bis 1870 vor sich her. Die Struktur ist sehr deutlich entwickelt. An einigen Stellen konnte Haast unter den Gletscher kriechen und fand zwischen demselben und der Thalwand eingeklemmt als Grundmoräne viele grosse gerundete und geschrammte Geschiebe „wie Rollen, auf denen der Gletscher lief“.

5. Flusssystem: Kakaia, enthält in seinem ausgedehnten Sammelgebiete sehr zahlreiche Gletscher, darunter:

Ramsaygletscher 11200 m lang,
Lyellgletscher 12800 m lang und unten 1500 m breit,
Martinsgletscher,
Camerongletscher,
Neavegletscher,
Mathiasgletscher,
Gletscher des Wilberforcenebenflusses,
3 Gletscher an den Stewartflussquellen.

Aus diesem Flusssystem wird der Coleridgesee als ein echter Moränensee bezeichnet und oft werden der im Thale aus dem Schutt aufragenden, mit Gletscherschliffen bedeckten Hügel („Goathill“, „Scotthill“, „Round-Hill“) gedacht, welche fern von den jetzigen Gletschern liegen (vergl. S. 393 etc. gegen Thalbildung durch Gletscher), aber ihr Analogon in einigen jetzt mitten zwischen Gletschern vorragenden Schliffklippen („Mein Knob“) haben.

6. Flusssystem: Waimakariri.

Am Mt. Greenlaw bei 1270 m liegt aus einem Gletscher sprudelnd die Hauptquelle des Whiteriver. Es gibt in diesem Flusssysteme aber noch viele Gletscher. Am Mt. Rolleston wird der Crowfluss als einem grossen Gletscher entquellend erwähnt.

7. Flusssystem: Hurunui, weist ebenfalls Gletscher auf.

b) Der **Nordwestabhang** der neuseeländischen Alpen ist viel steiler, die Flusssysteme sind kurz, die vorliegenden Alluvionsebenen fehlen fast ganz, das tiefe Meer nimmt die Geschiebe auf. Dort finden wir von SW nach NO:

Arawatafluss und Waiadetgfluss stammen aus den Gletschern von Castor und Pollux; einer der dortigen Gletscher trägt den Namen von Haast.

Der Haastriver hat viele Gletscher, darunter Wardgletscher.

Der Paringafluss kommt aus den Gletschern der Mt. Hookers-Gruppe.

Der Karangaruafluss kommt von den Gletschern der Moorhouserange und deren Seitenthälern.

In das Wehekagebiet steigen die zahlreichen grossen Gletscher des Mt. Cook, darunter der teilweise von Eisstürzen und Lawinen gespeiste Hektor- oder Balfourgletscher und der Prinz-Alfredgletscher 214 m, der etwa 19 km lang ist.

Es folgen der Waikukupagletscher, dann die Gletscher Waiau, worunter der schuttreiche Franz-Josefsgletscher vom Meerufer nur etwa 20 km entfernt, und der Agassizgletscher. Die Sammelgebiete dieser Gletscher berühren in scharfer Firnscheide abgegrenzt die Firnmulden des Tasman- und Murchisongletschers des jenseitigen Gebirgsabfalles.

Eine grosse Zahl von Gletschern, deren Firnmulden in den Whitecombe-, Ramsay- und Tyndallbergen liegen, schliessen sich gegen NO an.

In den Hakitikafluss münden die Gletscher des Mt. Chaimberlain, worunter der Salegletscher bis 1694 m reicht.

Im Gebiete des Taramakau findet sich der Taipogletscher und die vergletscherte Kaimataugruppe.

Bis an die Küste hinaus hat das NW-Gehänge der neuseeländischen Südalpen erratische Erscheinungen (Blöcke, Schliffe, Moränen). Zahllos sind auf beiden

Gehängen des Gebirges die „Roches moutonnées“ und die Moränen. Haast gibt eine Karte der alten Gletscher Neuseelands. Die jetzige Bewegung der neuseeländischen Gletscher ist nicht gleichförmig. Haast fand gleichzeitig die Gletscher des Mt. Cook im Schwinden, diejenigen des Rangitatagebirges im Vorschreiten. Ueber die specielleren physikalischen Verhältnisse neuseeländischer Gletscher (Korn, Struktur, Schmutzbänder, Bewegung, Ablation) liegen bisher keine Beobachtungen vor. Roter Schnee wird häufig auf den Firnfeldern gefunden.

In dem so mächtig vergletscherten Neuseeland sehen wir wieder wie im Himalaya, in Südamerika, in Norwegen etc. den Fall vor uns, dass warme oceanische Winde ziemlich unvermittelt auf ein hohes Gebirge stossen. Je dauernder und warmfeuchter der Wind, je höher und rauher das Gebirge, desto stärker der Schneefall und desto mächtiger die Gletscher.

D. Die Gletscher der arktischen Region.

Vom Treibeise umlagert treffen wir die Inseln der arktischen Region. Die einzige derselben von fast kontinentaler Grösse ist Grönland, die anderen Inseln oder Inselgruppen sind kleiner. Grönland, wie die meisten anderen Polarinseln haben stark gegliederte fjordreiche Küsten. Wir wollen kurz das Gletscherphänomen der verschiedenen Inselgruppen der arktischen, hernach der antarktischen Region betrachten, soweit dies zur Ergänzung und Abrundung früher schon gelegentlich gegebener Notizen nötig ist.

1. **Waaigat und Novaja Semlja,** ca. 70 bis 77° N. Br., sind die Fortsetzung des mehrfach sich krümmenden und von drei Meerengen in drei Inseln geteilten Uralgebirges. Wie die meisten Inseln des arktisch-europäischen Meeres,

so ist auch Novaja Semlja gegenwärtig im Auftauchen [1]) begriffen, wie dies hervorgeht aus ausgezeichnet erhaltenen jungen Uferlinien mit Muschelbänken bis hoch über das jetzige Ufer, sowie aus direkten Beobachtungen und Notizen der Reisenden, welche nach längern Zeitintervallen die Küsten besucht haben. [2])

Wie bei Spitzbergen, Grönland und Franz-Josefs-Land sind auch hier die Westküsten freier von Treibeis, in manchen Jahren ganz frei, während die Eismassen die Ostküsten dichter umlagern. Im Winter gefriert das Meer rings um die Insel herum und verbindet dieselbe mit dem asiatischen Kontinente. Je nach den Jahrgängen ist Novaja Semlja im Sommer bald von Treibeis dicht besetzt, bald sind wenigstens seine westlichen, seltener auch die östlichen Zugänge offen. Bei SW-Wind drängt sich das Treibeis dicht vor den Westküsten zusammen, bei NO-Wind wird es auseinander getrieben, den wärmern, schmelzenden Wassern entgegen, wobei die Zugänge sich öffnen. Novaja Semlja ist fast unbewohnt. Die Samojeden haben es mehr und mehr verlassen, die Fischer besuchen die Küsten nur periodisch. Die mittlere Temperatur steht höher als diejenige mancher anderer, noch reich bewohnter Gebiete der Nordhalbkugel, im südlichen Teil bei — 9,46°, im mittlern bei — 8,33, im nördlichen bei — 6,9°. Diese Anomalie: Steigen der mittlern Temperatur gegen Norden, rührt davon her, dass der Nordkapstrom, ein Teil des Golfstromes, im südlichen Teil von der Insel noch durch eine kalte Strömung getrennt bleibt, den nördlichen Teil hingegen viel unmittelbarer bespült. Die Küsten von Novaja Semlja

[1]) Ich kann mich der in neuester Zeit verteidigten Bezeichnung der „negativen“ und „positiven Bewegung der Uferlinie“ nicht anschliessen. Sie scheint mir nicht exakter, aber weit unpraktischer, viel unklarer zu sein, als die Ausdrücke „Hebung“ und „Senkung des Landes“. Sobald wir darüber einig sind, dass diese letztern Ausdrücke nur relativen, nicht absoluten Sinn haben, widersprechen sie auch den neuesten Auffassungen dieser Erscheinungen durch Suess nicht.

[2]) Eine Beobachtung von Mack über neu aufgetauchte Inseln deutet auf 40 m in 300 Jahren = ca. 13 m per Jahrhundert hin (! ?).

werden oft als der Kirchhof der norwegischen Meere bezeichnet. Vom Golfstrom hingetragen und von den Wellen ausgespült, findet man an der NW-Seite, nicht nur am jetzigen Ufer, sondern auch in den höhern Uferlinien die „Meerkastanie“ der Antillen (Entada gigalobium), die Glaskugeln, welche die Fischer der Lofoden als Schwimmer für ihre Netze gebrauchen, zahllose Trümmer verunglückter Schiffe etc. Wie auf Spitzbergen, erblickt man schon aus grosser Ferne schwarze Uferlinien aus gestrandetem Treibholz gebildet, welches an der NW-Küste vorwiegend vom Golfstrom herrührt, an der SW- und SO-Küste hingegen vorwiegend aus Coniferen und Weidenarten der sibirischen Stromgebiete besteht. Was das Klima von Novaja Semlja so öde macht, trotz der nicht allzu niedrigen mittlern Jahrestemperatur, das sind die kalten Sommer. Winter von anhaltend —30°, von im Mittel —20°, wie wir sie dort finden, ertrüge der Mensch leicht, wenn dazwischen Sommer von +10° liegen würden. In Jakutsk finden wir mittlere Wintertemperatur von —38°, mittlere Sommertemperatur von +15°. Allein in Novaja Semlja liegt ein Land von bloss +2° bis +3° mittlerer Sommertemperatur vor uns, ja, in gewissen Jahren betrug die mittlere Julitemperatur bloss +1,42°! Dies ist wahrscheinlich der rauheste Sommer auf der Nordhalbkugel. Ist das Eis von den Küsten gewichen, so herrschen Stürme und Nebel. Das Land hat den Winter von den Kontinentalregionen, den Sommer von oceanischen Gebieten entlehnt. Das erstere erklärt sich dadurch, dass das zwischen Asien und Novaja Semlja gefrorene Meer sich eben klimatisch wie ein überschneiter Kontinent verhält und die Insel zu einem Teil Nordasiens macht; der mehr oceanische Sommer ist den dann fühlbaren Meeresströmungen zuzuschreiben, welche die Insel von allen Seiten umgeben. Auf unsern Inseln leben noch etwa 150 Species Phanerogamen, und selbst niedrige Gestrüppwaldungen sind vorhanden.

Trotz der geringen Schmelzwärme des Sommers wird auch hier das Tiefland allsömmerlich schneefrei. Es gibt

auf der Nordhalbkugel kein Land von ewigem Schnee in der Tiefe. Die Schneelinie liegt einige hundert Meter ü. M. Auf beiden Inseln von Novaja Semlja gibt es Hochland von mehrern hundert Metern und viele Gipfel von über 1000 m. Der Wilczekgipfel ist auf 1264 m, ein anderer auf 1200 m, ein dritter sogar auf nahe an 1400 m bestimmt worden. Von den steilen Uferbergen gehen Gletscherlawinen und Schneelawinen an den Küstensaum hinab, sie werden da rasch vom Meere unterschmolzen, sie reissen und sinken nach, während einzelne Schnee- und Eiskegel an den Küsten das ganze Jahr aushalten. Im südlichsten, vorwiegender kontinentalen Teil bis etwa 72° N. Br. finden sich wahrscheinlich keine nennenswerten Gletscher. In der Nähe der Matotschkin-Schar (der Meerenge zwischen beiden Inseln von Novaja Semlja) treten gegen das Innere häufig kleine Lokalgletscher auf. Weiter nördlich, insbesondere nördlich der Kreuzbai 74° im vorwiegend oceanischen Gebiete der Insel, gelangen die Gletscher des Binnenlandes zu fast zusammenhängender Entwickelung. Sie bedecken offenbar den grössten Teil des Landes und schieben sich durch die Thäler hinab, ins Meer hinaus, wo sie kalbend in steilen Eiswänden abbrechen.

Quellen für die obigen Notizen sind die Arbeiten von Bär, Bjerkan, Heuglin, Höfer, Ludlow, Lutke, Mack, Middendorf, J. Spörer, Wild, Wilczek — manche Aufsätze derselben in Petermanns Mitteil., Auszüge und Zusammenstellungen ferner in Reclus' Geogr. univ., Bd. V etc.

2. **Franz-Josefs-Land** (80 bis 84° N. Br.). 1874 durch die vom Grafen Wilczek organisierte österreichisch-ungarische Polarexpedition unter Führung von Payer und Weyprecht entdeckt und durchforscht ist ein Archipel beiderseits eines S—N gerichteten verzweigten Sundes (Austriasund). Das Land, aus SSW und SO vorliegendem, etwa 500 m tiefem ebenem Meeresgrunde sich erhebend, erscheint vorwiegend als zerstückeltes Hochplateau oft mit horizontaler Schichtung der Berge. Fein geschnittene steile Gipfel kommen kaum vor. Die mittlere Höhe des

Landes mag 600 bis 900 m betragen, der höchste gemessene Punkt, der „Richthofenberg“ erreicht 1530 m. Alte Uferlinien, wie Horizontalkurven den tiefern Teilen der Gehänge entlang laufend, beweisen Hebungen aus den jüngsten Zeiten. Die Schnee- oder Firnlinie liegt bei ca. 300 m. Auch hier wird die Tiefe im Sommer schneefrei und die sich ausgedehnt öffnenden Wasserflächen werden mit Vögeln und Seehunden belebt. Eisbär, Schneehase, Polarfuchs sind häufig, das Rentier fehlt. Die Vegetation ist viel spärlicher als auf Spitzbergen. Die mittlere Jahrestemperatur mag etwa —16° sein, das beobachtete Minimum betrug —42,5°, das Maximum +8,1°. Im Winter ist die Luft verdämmert durch die darin schwebenden und aufgewehten Eiskryställchen, allein Schnee im wahren Sinne des Wortes fällt eher in den anderen Jahreszeiten.

Die sämtlichen, auch die kleinern Inseln des Franz-Josefs-Landes sind blasenartig mit Firn und Eis wie mit einer weissen Kappe oder umgestülpten Schale überdeckt. Im Winter, wo der gesinterte Schnee oft glashart wird, wo die Luft mit Eisnadeln erfüllt ist, die sich bei grosser Kälte sogar fortwährend aus der Ausdünstung des Menschen bilden, und wo der neue trockene Schnee von den Stürmen herumgefegt wird, lässt sich eigentlicher Firnschnee nicht finden. Gegen den Hochsommer hin wandelt sich der Rest des pulverigen Schnees in Firn um, dessen Körner die Grösse der Bohnen übertreffen. Schon in ½ m Tiefe unter der Firnfläche liegt gewöhnlich Firneis. In alle Thäler hinab erstrecken sich Gletscher, und selbst an kaum durch Thalfurchen gekennzeichneten Stellen fliesst die Firn- und Eisdecke der Hochfläche über und sendet Lawinen oder kleine Gletscher herab. Die Küsten werden, ähnlich wie in den nördlichen Teilen Grönlands, vorwiegend durch die über Wasser 30 bis 60 m hohen, vertikal abgebrochenen Gletscherenden gebildet. Solche Eismauern, der Gletscherbreite entsprechend, erstrecken sich oft auf über 20 km Länge hin. Von dem an der Ostseite des Austriasundes in konkaver Linie sogar 60 km breiten Saum des Dovegletschers brechen stets

bei eintretender Ebbe durch Verminderung des Wassergegendruckes gewaltige Vertikalplatten los und bilden Treibeis. Den Middendorfgletscher unter 82° N. Br. schätzten die kühnen Forscher auf „viele hundert Fuss Eisdicke“. Eine Abschmelzung der Gletscher durch die Bodenwärme, die übrigens bei —16° mittlerer Temperatur der Luft sehr unwahrscheinlich ist, liess sich nicht konstatieren, weil die Gletscherränder immer unter Schnee oder Schutt oder Eistrümmern verdeckt lagen; wohl aber zeigte sich die Oberfläche mancher Gletscher von Schmelzwasserbächen tief durchfurcht. Der Sonklargletscher hat 4° Oberflächenböschung. Als bezeichnend für die Gletscher des Franz-Josefs-Landes werden ferner hervorgehoben: Geringere Dichte des Gletschereises als in Ostgrönland und den Alpen, grobes grosses Gletscherkorn, mehr graugrüne als blaugrüne Farbe, ziemlich deutliche bis ½ m mächtige Jahresschichten, aber nur sehr schwache Blaublätterstruktur, spärliche Zerklüftung selbst da, wo ein Gletscher eine Bergklippe, in zwei Arme geteilt, umfliessen muss, und langsame Bewegung (Tagesmittel bei 2 Gletschern zu verschiedenen Zeiten bestimmt 0,0528 m). Die Bewegung war ein Minimum im März und April, ein Maximum Ende Juli und Anfang August. Die Moränen sind verhältnismässig spärlich. Indessen werden doch Gletscher genannt, welche vollkommene, bis zu 24 m starke Seiten- und entsprechende Mittelmoränen aufweisen; es wird einer 150 m ü. M. am Ausgange eines Fjordes liegenden alten ca. 45 m hohen Seitenmoräne und einzelner ausserhalb der jetzigen Eisgrenzen liegenden erratischen Blöcke gedacht. Das sehr spärliche Vorkommen der Gletscherschliffe und das fast vollständige Fehlen derselben ausserhalb der jetzigen Gletscher trotz der genannten Anzeichen früher noch stärkerer Vergletscherung ist auffallend. Die starke Kältewirkung soll sie verwischt haben. Die Feuchtigkeit setzt sich oft gefrierend in dicken glasigen Ueberzügen an den Felswänden an. Ueber die Ausdehnung der Firnfelder im Innern fehlen noch die nähern Angaben.

Die Berichte über die Gletscher des Franz-Josefs-

Landes machen im ganzen den Eindruck, dass dieselben im Vergleich zu den Gletschern wärmerer und niederschlagsreicherer Klimate ein trägeres, steiferes, an Wärme- und Niederschlagsumsatz ärmeres Leben führen.

3. **Spitzbergen** (76 1/2° bis 81° N. Br.). Spitzbergen wurde im Jahre 1596 von Barents entdeckt. Die Inselgruppe wird durch fünf grössere und zahlreiche kleinere sehr gebirgige Inseln gebildet. Unter den fünf grössern sind zu unterscheiden eine reich gegliederte Hauptinsel (Westspitzbergen), zwei mittelgrosse (Nordostland und „Stans Foreland") und zwei kleinere Inseln („Barentsland" und „Prinz Charles Foreland"). Seine gesamte Fläche beträgt etwa 64290 km², das ist etwa 1/8 der Fläche von Frankreich. Etwas weiter abgetrennt und deshalb meist nicht mehr zu Spitzbergen gerechnet, liegt die Insel Wycheland oder König-Karlsland.

Um die Erforschung Spitzbergens haben sich hauptsächlich folgende Reisenden verdient gemacht:

Barents, Bechey, Bernard, Blomstrand, Bravais, Brook, Carlsen, Chydenius, Debes, Duner, Franklin, Heer, Heuglin, Leigh-Smith, Lindhagen, Lottin, Martins, Nordenskjöld, Parry, Phipps (1773), Rijp, Robert, Scoresby, Ulve, Zeil.

Granit, Gneis, altvulkanische Bildungen und paläozoische Schichten bilden die Hauptmasse der Inseln, zu welchen im südlichen Teile noch jüngere Sedimente hinzutreten. Das Innere ist meist mit Firn und Binneneis bedecktes Hochland von 400 bis 600 m im westlichen, 600 bis 700 m im östlichen Teil, selten von noch bedeutenderer Meerhöhe. Einzelne Gipfel ragen in dunkeln Felsen aus der firnbedeckten Hochfläche hervor und der Profilumriss des Archipels ist eine reich gezackte Linie.

Höchster Gipfel Spitzbergens nicht ganz . .	1500 m
Hornsundtind	1386
Lindströmberg (Eissund)	1200
Middle Hook (Bellsund)	810
Weissberg (Ostspitze von Westspitzbergen) . .	900
Mt. Chydenius (Centrum von Westspitzbergen)	600
Snöttöppen (Cap Bird, NW von NO-Insel) . .	570
Barentsland (Fraasberg)	600

Das Land ist im Aufsteigen begriffen. Alte Uferlinien mit noch jetzt an den Küsten lebenden Tierarten, mit Treibholz, Walfischknochen etc. bis 15, sogar 45 m über dem jetzigen Ufer und neu auftauchende Inseln („Low Island") geben untrügliche Beweise.

Nördlich von Spitzbergen bis 83° N. Br. sind von Parry keine Anzeichen anderer Inseln mehr gefunden worden. Eisberge, welche auf vergletschertes Land hindeuten würden, fehlten; das weite Meer war gefroren. Die südliche Grenze des Meereises ändert zwar von einem Jahre zum anderen, sie weicht aber selten weit hinter Spitzbergen zurück, so dass das Meer nördlich von Spitzbergen in der Regel geschlossen bleibt. Aehnlich verhält es sich östlich von Spitzbergen im Gebiete von kalten, im Schatten von warmen Meeresströmen. Die Wasserkanäle zwischen den Inseln und die südwestliche Uferzone gefrieren im Winter, tauen im Sommer aber auf. Spitzbergen liegt im Strich des Golfstromes. Sein Klima ist hierdurch bedingt, es ist wesentlich milder und feuchter als der hohen geographischen Breite entsprechen würde. Das Wasser des Golfstromes, der massenhaftes Treibholz an Spitzbergens Küsten bringt, hat während eines grossen Teiles des Jahres + 4°, sogar + 5°, in grosser Tiefe sinkt die Temperatur auf — 2° (Mohn). In den Fjorden, wo Gletscherbäche münden und Eisberge zum Schmelzen gelangen, sinkt sie meist auf 1,6° bis 1,7°. Die dichte Berührung so warmen Wassers mit kalter Luft, kalten Wassern und Eisbergen erzeugt Nebel, welche oft anhaltend in undurchdringlicher Dichte sich an den Küsten lagern und die Beobachtung erschweren. Selten hat Spitzbergen einen Tag ohne Nebel und Wolken, Gewitter hingegen kommen nicht vor. Die mittlere Temperatur steht völlig so hoch, wie sie in Asien und Amerika erst 16 bis 20 Breitengrade weiter südlich gefunden wird. Sie beträgt an der Südspitze etwa — 5° und sinkt gegen die Nordküsten bis auf — 8° bis — 10°. Folgende Beobachtungen geben ein näheres Bild:

	Mittlere Monatstemperatur bei 77° 30′ (Martins)	bei 79° 53′ (Nordenskjöld) 1872 und 1873
Januar . . .	— 18,2°	— 9,9°
Februar . .	— 17,1	— 22,7
März . . .	— 15,6	— 17,6
April . . .	— 9,9	— 18,2
Mai	— 5,3	— 8,3
Juni	— 0,3	+ 1,1
Juli	+ 2,8	+ 4,06
August . . .	+ 1,4	+ 2,9
September .	— 2,5	— 3,9
Oktober . .	— 8,5	— 12,6
November . .	— 14,5	— 8,1
Dezember . .	— 15,0	— 14,4
Jahresmittel	— 8,22	— 8,9 .

Der Winter ist also, so bemerkt Nordenskjöld, nicht strenger als in dem 20° südlichern in Südschweden gelegenen Gefle und selbst im Januar kamen einzelne Schmelztage von bis zu + 4° vor. Die Sommertemperaturen steigen auf + 3° bis + 8°, ausnahmsweise sogar auf + 16°, aber auch im Juni sind Stunden von — 8° und — 9° beobachtet worden. In dem Lande, wo es 4 Monate lang Nacht und 4 Monate lang Tag ist, ist die Pflanzenwelt viel spärlicher, als auf Novaja Semlja. Man zählt etwa 100 Phanerogamenspecies, wovon 81 auch in Grönland, 69 auch in Skandinavien vorkommen. Die früher so reiche Walfauna, die Rentierherden etc. sind infolge übermässiger Jagd zu Anfang dieses Jahrhunderts stark zurückgegangen.

In Spitzbergen finden wir in vollem Masse alle Bedingungen zu gewaltiger Vergletscherung beisammen: relativ warmes umgebendes Meer mit oceanischen Winden und relativ kaltes hohes Gebirge sich unmittelbar treffend. Diese Kombination erzeugt massenhaften Schneefall. Spitzbergen hat das am ausgesprochensten oceanische Klima der ganzen arktischen Region, selbst Grönland kommt ihm hierin nicht gleich. Von Temperaturgegensätzen, wie sie der Winter und Sommer Nordasiens oder Nordamerikas zeigen, ist hier keine Rede, aber ebensowenig von der dortigen Trockenheit. Ein Winter von —20° bis — 30°

trägt zur Gletscherbildung nicht mehr, eher weniger bei, als ein solcher von bloss —10°. So sehen wir denn im Gegensatz mit dem kontinental arktischen Amerika und Asien Spitzbergen sehr reich vergletschert. Kein warmer Meeresstrom geht mit solcher Kraft dem Pol so nahe wie der Golfstrom und nirgends finden wir eine so starke Vergletscherung im Nordpolargebiet wie auf den von ihm bespülten Inseln. Er bringt das Material zu den gletschernährenden Niederschlägen. In den ausserhalb warmer Meer- und Windströmungen gelegenen arktischen Regionen finden wir wohl den einen Faktor zur Gletscherbildung: die Kälte, nicht aber den anderen: die Feuchtigkeit.

Je flacher die Sonnenstrahlen einfallen, um so grösser wird der Unterschied in der Schneebedeckung nach der Lage der Abhänge. So wird es denn in Spitzbergen unmöglich, eine wirkliche Schneelinie in einer Höhenzahl anzugeben. Das Binnenhochland scheint sich vom Ufer weit mehr durch die mit der Höhe rasch zunehmenden Niederschläge, als durch niedrigere Temperatur zu unterscheiden. In der Vegetation soll bis zu 700 m Höhe keine Regionenabstufung nachweisbar sein. Sicher ist, dass im Sommer alljährlich die tiefern Teile fast durchweg selbst bis 81° schneefrei und die Fjorde offenes Wasser werden: Selbst bis 600 m hohe Gehänge können sich im Sommer mit frisch grünendem Moosteppich bekleiden, während andererseits in schattigen Furchen Schneeflecke als Rest von Schneewehen oder von Lawinen selbst an der Küste das ganze Jahr hindurch nicht verschwinden. Die zusammenhängende bleibende Firnbedeckung beginnt in einzelnen Revieren auf den Hochflächen schon bei 300 bis 400 m, in anderen erst bei 500 bis 600 m Meerhöhe. Das ganze innere Hochland ist von Firnfeldern bedeckt, welche an Ausdehnung die Firnfelder Skandinaviens weit hinter sich zurück lassen.

Spitzbergen hat Gletscher aller Dimensionen. Eine kleinere Zahl derselben, darunter z. B. früher der Fairhavengletscher, endigen auf dem Festlande mit schräg abfallender Front. Die am Ende des Gletschers unter diesem hervorbrechenden Ströme sind wie alle echten

Gletscherbäche trübe. Sie bauen flache Schuttkegel und Deltas in die Fjorde hinaus, indem sie den Moränenschutt ausbreiten. Die Mehrzahl der Gletscher gehen bis ins Meer hinaus und brechen dort in senkrechten oder überhängenden Wänden ab, welche 60, 80 selbst 121 m (letzteres am Hornsundgletscher gemessen) über die Meerfläche ragen. An diesen Eiswänden sieht man Schichtung und Struktur des Eises. Die Gestaltung des Landes bringt es mit sich, dass die Gletscher meist kurz sind im Verhältnis zu ihrer Breite. Der längste soll 16 km Länge auf 5 1/2 km Breite haben. Von Vorsprung zu Vorsprung werden die Hintergründe der Buchten oft auf 10 bis 20 km Länge von den Eiswänden quer abbrechender Gletscher gebildet. Manche derselben haben ganz geringe Steigungen, andere sind sehr steil und erinnern mehr an plötzlich erstarrte Wasserfälle (z. B. ein bloss 680 m langer, 240 m breiter Gletscher in der Magdalenenbai). Zu den grossen Gletschern gehören der Markham-, Kamme-, Inglefjeld-, Negri-, Hochstetter-, Hornsund-, Veterangletscher. Der grösste zusammenhängende Gletscher bricht an der O-Küste des NO-Landes in Form einer über 100 km langen, das eigentliche Ufer verhüllenden Eiswand ab.

Im südlichen Teile Spitzbergens besitzen die meisten gegen die Küste gehenden Gletscher orographisch umgrenzte eigene Firnsammelgebiete. Das Gleiche gilt von den zahlreichen Gletschern der kleinern Inseln. Je weiter nördlich aber wir allmählich gelangen, um so mehr treffen wir, bedingt durch andere orographische Gestaltung, auf zusammenhängende Vergletscherung, auf eine Art Binnenfirn, selbst Binneneis, welches Eisströme als verschiedene Ausflüsse eines gemeinsamen Nährgebietes in allen Richtungen durch die Thalfurchen hinab bis ins Meer sendet. Die „sieben Eisberge" zwischen Magdalenenbai und Crossbai bilden schon einen Uebergang hierzu. So treffen wir in Spitzbergen auf den Unterschied der selbständigen oder Lokalgletscher und der Ausläufer eines Binnenfirnes oder gar Binneneises. (Vergl. S. 50 bis 56.) Die Gletscher der Südküste des Hornsundes

gehören zur erstern, diejenigen der Nordküste zur letztern Kategorie von Gletschern. Die Binnengletscher sind aus Mangel an überragenden Felskämmen viel moränenärmer als die Lokalgletscher.

Die grössern spitzbergischen Gletscher sind in der Regel wenig zerklüftet. Gegen ihr unteres Ende, besonders wo dasselbe noch auf dem Lande liegt, findet man sie mit Sand und Steinschutt mehr und mehr bedeckt, der durch Ausschmelzen aus dem Eise an der Oberfläche sich anhäuft. Aus der Entfernung gesehen erscheint oft das Eis schwärzlich grau wegen der Gesteinstrümmer (Wydebaigletscher, Veterangletscher). Am Ende der nicht bis ins Meer reichenden Gletscher finden sich gewaltige Wälle aus Sand und Steinen. Während der Flut bilden solche vor dem Veterangletscher (Lommebai, Neufriesland) einen Steingürtel von ca. 200 m, während der Ebbe aber einen solchen von doppelter Breite. Solche Moränen, an der Aussenseite vom Meere bearbeitet, haben ein besonderes Interesse, weil sie wahrscheinlich die Bildung der skandinavischen Aasars der Eiszeit wiederholen.

Vor anderen Gletscherenden, z. B. in der Treurenbergbai, liegen mit Schliffen bedeckte und mit Blöcken bestreute Felsklippen, ausserhalb welcher ein von zahlreichen Gletscherbacharmen überströmtes Delta folgt, das unten von 20 bis 25 m hohen Sand- und Schuttwällen, echten Endmoränen, eingefasst ist.

Von der Amsterdaminsel (NW-Spitzbergen) wird eines grossen mehrfach zusammengesetzten Gletschers erwähnt, der in einen See hinabsteigt. Eisberge schwimmen auf dem Wasserbecken herum, das, seinerseits einst eine Meerbucht, nur durch einen starken, alten Moränenwall vom Meere abgetrennt worden ist. An der Innenseite dieser Moräne stranden jetzt die Treibeisberge und lassen schmelzend eingeschlossenen Sand und Blöcke zur Verstärkung des Walles liegen. Ueber die Wasserfläche ragende solche Moränen verfestigen sich allmählich. Der durch das Kalben der Gletscher (S. 278) entstehende Wellenschlag furcht sie aus zu einer etwas an die Erd-

pfeiler alpiner Moränen erinnernden Gliederung und bildet dadurch die sog. Holmen (Nordenskjöld im Innern der Kingsbai in „Die schwedische Expedit.“ etc. S. 289). Ihre Innenseite ist eine wahre Treibeismoräne.

Hans Höfer sah, wie durch Ausschmelzen am Fuss der Gletscherenden dessen eingebackene Steine ins Wasser fallen, wie dadurch submarine aus Sand, Schlamm und geschrammten Steinen bestehende Moränen im Fjorde sich bilden, die nur ganz wenig über die Seeoberfläche ragen, so dass das Gletscherende auf der Moräne aufliegt, wo es nicht von der Brandung in Höhlen unterspült wird. Die trüben Gletscherbäche, die unter der Meerfläche dem Gletscher entströmen, sowie die Brandung in der Moräne färben das Meer schmutzig braungelb bis in grosse Entfernung von der Küste. Aehnliche, nicht bis über das Wasser ragende submarine Moränen: „Bancs des phaques“ machen oft den Ausgang der Fjorde seicht. Die Gletscherbäche Spitzbergens sollen in kalter Jahreszeit ganz abstehen (?). Im Sommer wird die Schmelzung lebhaft. Im Westen des NO-Landes z. B. trafen Nordenskjöld und Torell im Innern auf einen durch Schmelzung und Aufweichung entstandenen, etwa 1 m tiefen völligen Sumpf auf der Gletscheroberfläche, der aus einem lockern Brei von Eiskörnern, Wasser und Schnee gebildet war. Am Edlundberge in der Ginevabai fand sich eine Spalte im Gletscher, welche in Perioden von 40 bis 60 Sekunden schwallweise Wasser ergoss. Ueberall hört man an warmen Sommertagen im und auf dem Gletscher das Rieseln der Schmelzwasser. Die zahlreichen Querspalten der Gletscher im Hintergrunde der Magdalenenbai traf Nordenskjöld oft bis zum Rande mit Wasser erfüllt. Am Rande mancher Gletscher sieht man (H. Höfer) starke Gletscherbäche hervorbrechen, das Fjordwasser vor den kalbenden Enden ist von denselben weit hinaus getrübt. An den Rändern und Uferstellen bilden die sich sturzförmig auflösenden Gletscher oft gewaltige Breccien von Gletschereis durch Wassereis verkittet.

Dass die Haarspalten den spitzbergischen Gletschern fehlen sollen, ist zum mindesten sehr unwahrscheinlich.

Eine an Nagelkalk erinnernde, bis 30 cm tief gehende zapfenartige Absonderung an der Oberfläche soll häufig sein. Höfer berichtet, dass an den abgebrochenen Enden der Gletscher oft die blauen Blätter, in verschiedenen Richtungen sich kreuzend, auch gewunden und gebogen sichtbar, und dass im Gletscher wie in den Eisbergen oft Sandschichten eingeschlossen seien. Gewiss würde die Gletscherphysik eine Reihe wertvoller Aufklärungen erlangen, wenn die Eisstruktur der Polargletscher genau mit derjenigen der Alpengletscher verglichen würde. Die bisherigen Forscher im arktischen Gebiete waren mit der letztern meistens nicht genügend vertraut und haben ihre Aufmerksamkeit in erster Linie den grossen Formen zugewendet.

Das Golfstromwasser unterschmilzt brandend bei steigender Flut die hinausgestossenen Gletscherenden der westlichen Küsten in prachtvollen blauen Eisgrotten; die Ebbe lässt den unterhöhlten Gletscher einbrechen. Das „Kalben" geschieht somit hier in etwas anderer Weise als z. B. in Westgrönland. Nach Höfer wirken oft auch die Bäche unter dem Gletscher unterhöhlend mit. Auf der Ostseite ist das Meer kälter, die Gletscher gehen halb schwimmend ins Meer hinaus. Infolge der langsamern Schmelzung drängen sich auch an der Ostseite die schweren Treibeisberge viel dichter.

Im allgemeinen sind die Treibeisberge Spitzbergens weniger gewaltig als diejenigen Grönlands. Nur in der Crossbai, die beständig von ihrem hintersten NW-Arme in grosser Menge Eisberge ausstösst, werden diese so gross, dass sie schwimmend 14 bis 18 m aus dem Wasser vorragen und 50 bis 70 m breit und lang sein können. Nordenskjöld glaubt dies aus der ausnehmend grossen Tiefe der Crossbai vor dem Gletscherende (450 m) erklären zu können, was das Losbrechen grösserer Stücke erleichtere.

So zahlreich und kräftig Spitzbergens Gletscher sind, zeigen uns doch diejenigen, welche nicht ins Meer hinausgehen, dass im Mittel diese Gletscher nicht 600 m unter die Schneelinie hinabsteigen.

Für eine früher grössere Ausdehnung spitzbergischer Gletscher sprechen manche Beobachtungen. Nähert man sich z. B. dem Veterangletscher, so trifft man auf eine Menge alter Moränen, welche quer das Thal durchziehen. Gleiche Moränen wiederholen sich an manchen Stellen, selbst da, wo jetzt gar kein zugehöriger Gletscher mehr zu finden ist (Treuenbergbai). Auf den Hyperitgesteinen von Nordspitzbergen sind Gletscherschiffe ausserhalb der jetzigen Gletscherränder häufig erhalten, während sie in anderen Gesteinen durch Frostwirkung bald zerstört werden. Diese Erscheinungen aber sind alle nicht in einem Masse ausgebildet, welches von den jetzigen sehr wesentlich verschiedene Verhältnisse voraussetzen würde. Seit 1838 sind die spitzbergischen Gletscher wieder im Wachsen begriffen. Der Fritjofgletscher war 1858 noch recht unbedeutend. Sein Ende stand hinter der Küste zurück. 1860/61 schwoll er rasch sehr stark an, überdeckte das Gletscherbachdelta, drang ins Meer vor und füllt heute die früher beste Bucht der Jäger und Fischer aus. Jetzt ist er einer der bedeutendsten Gletscher geworden und Annäherung an seine Eiswand ist des lebhaften Kalbens halber gefährlich. Aehnlich sind Inseln der „baie de la recherche", jetzt von den mächtig angewachsenen Gletschern bedeckt, und man kennt sich gegen früher dort nicht mehr aus.

4. **Bäreninsel** und **Jan Mayen.** Untermeerisch dem Plateau, welches Spitzbergen trägt, angehörend, mitten zwischen Norwegen und Spitzbergen, bei 74° 40′ liegt vereinzelt die Bäreninsel (Beeren Eyland, Cherry-Island etc.). Barents hatte sie 1596 entdeckt. Sie ist ca. 670 km² gross, ein steil ins Meer abfallendes kleines Tafelland von 70 bis 100 m Höhe, mit einzelnen Gipfeln bis 544 m. In den Vertiefungen liegen im Sommer durchweichte Schneefelder, Gletscher aber sollen fehlen. Nebel umhüllen häufig die Insel, Treibeis staut sich um dieselbe herum an. Im Jahre 1857 war das Meer von Spitzbergen bis zur Bäreninsel zusammenhängend gefroren.

Jan Mayen liegt bei 71° N. Br. ganz im Gebiet des ostgrönländischen Polarstromes. Die von SW nach NO 55 km weit hingestreckte, ganz vulkanische Insel ist aus basaltischen Laven und Aschen gebildet und zeigt viele Kegel und Krater. Die südöstliche Inselhälfte hat nur Schneeflecke, die nördliche aber erreicht mit dem oben 42° steilen Kraterrand des Beerenberges 1950 m und ragt dadurch wenigstens 900 m hoch in die Schneeregion hinein. Die den prachtvollen Kegel umhüllende Schneefläche misst im Grundriss etwa 70 km². Sie fliesst ab in die radialen Furchen mit drei Gletschern gegen Norden, fünf gegen Osten, einem gegen Süden. Diese Eisströme haben 1 bis 4 km Länge und 100 bis 800 m Breite, ca. 8 bis 10° Neigung, sind stark zerklüftet und brechen am Meerufer in 20 bis 45 m hohen Eiswänden ab. Einige kleinere Ausläufer des Firnmantels erreichen das Ufer nicht. Die Gletscher des Beerenberges haben gegen ihr Ende hin starke Seitenmoränen und sind dort selbst schmutzig und teilweise schuttbedeckt. Die Insel ist unbewohnt, das Pflanzen- (11 Species Phanerogamen) und Tierleben ist sehr spärlich (Norske Nordhavs-Expedition 1876 bis 1878 Bd. V, v. H. Mohn).

5. **Grönland** ist zum erstenmal im zehnten Jahrhundert von den Normannen entdeckt, dann 1585 aufs neue von Davis aufgefunden worden. Unsere Kenntnis von Grönland ist sodann gefördert worden von: Bessels, Brown, Dalager, Giesecke, Hammer, Hayes, Helland, Jensen, Kjelsen, Kornerup, Nordenskjöld, Payer, Rae, Rink, Scoresby, K. J. V. Steenstrup und anderen. Ausser Petermanns geographischen Mitteilungen sind die wichtigsten neuern Quellen die von der dänischen Kommission zur Erforschung Grönlands herausgegebenen „Meddelelser om Grönland“. Grönland ist die einzige Insel der arktischen Regionen, welche kontinentale Ausdehnung hat. Sie reicht noch weit in die gemässigte Zone bis unter 60°, also bis unter den Parallelkreis von Christiania und Petersburg. Die Westküste ist zusammenhängend verfolgt von 60° bis 82°20′. Weiter nördlich bis 83½°

traf man bisher nur gefrorenes Meer, kein Land; die Ostküste hingegen ist bis zur Südspitze und noch etwas um dieselbe herum schwer zugänglich, weil derselben entlang zwischen Spitzbergen und Island einerseits und Grönland andererseits der gewaltige Polarstrom geht, in welchem sich Treibeis aller Dimensionen so dicht drängt, dass die Schiffe oft gar nicht oder nur mit grösster Gefahr durchzudringen vermögen. So ist denn die Ostküste nur von 60 bis 66° zusammenhängend bekannt. Weiter kommen manche Lücken in den Landbeobachtungen, und Fjorde schneiden so tief hinein, dass noch heute die Frage aufgeworfen werden kann, ob es sich in dem bis jetzt zwischen 66. bis 80.° gesehenen Lande um einen vorliegenden Archipel oder um die Ostküste des grönländischen Festlandes selbst handle.

Westgrönland ist ein Bergland nahe dem Südkap mit scharf vorragenden Gipfeln und Gräten, weiter nördlich dem grössten Teil der Westküste entlang mit Plateaucharakter. Die Bergkuppen in der Randzone erreichen 800 bis 1500 m Meerhöhe. Sie sind von einem Labyrinth von Fjorden durchschnitten. Alte Uferterrassen bis gegen 50 m ü. M. (z. B. am Sermilikfjord 63°, Jomfruland etc.) beweisen einerseits frühere Hebung, Versinken der Landungsvorrichtungen (2 m in 100 Jahren) sollen andererseits für jetziges Sinken beweisend sein (Peterm. Mitteil. 1880, III 96 und 97, ferner Beobachtungen von Pingel). In den geschützten innern Teilen der Fjorde ist das Klima viel weniger rauh als draussen an der Küste, so dass dort das Winterfjordeis rasch auftaut und stellenweise sogar die Fjorde offen bleiben. In den innern Fjordteilen ist auch die Vegetation weit reichlicher und sie geht höher, als am Meerufer. Endlich aber trifft man in den Fjordhintergründen auf abbrechende Gletscherenden als Ausläufer des Binneneises. Wir verweisen hier auf die frühere Darstellung des Binneneises (S. 51 etc.); ebenso auf das Kapitel über Treibeis (S. 265—283) und Gletscherbewegung (S. 144 bis S. 185), und geben nur noch einige ergänzende Notizen dazu, welche nicht das Binneneis als Ver-

gletscherungstypus, sondern Grönland im besondern betreffen.

Nahe dem Südkap ist die von Binneneis freie, von Fjorden durchsetzte Randzone Grönlands bloss 10 bis 20 km breit. Gegen Norden wird sie an der Westseite allmählich breiter. Unter dem 68.° erlangt sie 110 km, nördlicher löst sie sich vielfach in grössere Buchten und Inseln auf. Nördlich 74.° wird sie wieder schmäler. In diesem gegliederten Küstensaume liegt die Firnlinie an einzelnen Berggruppen wie z. B. auf der Insel Disco und Upernivik und auf den Halbinseln Noursoak und Svartenhuk, Inguerits und anderen bei 900 bis 1400 m, also entschieden tiefer als im Innern, denn dort findet man im Sommer bei 1550 m Höhe das Binneneis stets noch schneefrei. Die Niederschläge fallen zum grössten Teil als Schnee. Selbst im Hochsommer sind Schneefälle sehr häufig. Alle Expeditionen hatten mit dauernder, die Beobachtung hindernder Bewölkung und mit Schneestürmen zu kämpfen. Die Niederschlagsmengen der Westküste, die von einem nach Norden gehenden Zweige des Golfstromes fast auf ihrer ganzen Länge bestrichen wird, sind im Verhältnis zur geographischen Breite bedeutend über dem Mittel und nehmen selbstverständlich nach Norden etwas ab. 1875 bis 1880 sind bestimmt worden als Jahresmittel der Niederschläge (Jahrbuch des dän. meteor. Inst.) und der Temperaturen (Rink):

Ort	Geogr. Breite	Niederschlag	Mittlere Jahrestemp.	Sommermittel	Wintermittel
Lichtenau . . .	60° 22′		+ 1,1°	+ 8,0°	— 5,5°
Iviktut	61 12	1,30 m	— 0,6		
Frederikshaab .	62		— 0,9		
Godthaab . . .	64 10	0,68	— 0,26		
Jacobshavn . .	69 12	0,21	— 5,25		
Omenak	70 40		— 6,9		
Upernivik . . .	72 48	0,35	— 11,1	+ 4,4 Max.	— 28 Min.
Ostküste	74 30		— 11,67	+ 13,1	— 40,2

Unter gleicher geographischer Breite wie Südgrönland mit 100 cm Niederschlag finden wir in Russland und Asien nur 30 bis 50 cm und auch dort nimmt der Betrag gegen Norden noch stark ab.

Schnee und Regen in Grönland kommen meist vom feuchten Südwind her: der Südwind ist es, der die Firnmulden anfüllt. Der kalte Nordwind bringt tiefen Nebel oder helles Wetter. Der wärmste Wind Grönlands wie noch mancher arktischer Gebiete ist der Föhn. An der Westküste kommt er von O oder SO über das Binneneis. Er vermag die Temperatur selbst im Winter über 0°, in Jakobshafen bis + 6° zu bringen, im März lokal sogar auf + 29° (Rink). Der Föhn aber ist trocken: er nährt die Gletscher nicht, sondern zehrt an ihnen, so dass Schmelzwasserbäche überall über die Gletscher herab rieseln und strömen.

So finden wir denn in Grönland Gletscher aller Dimensionen, von kleinen Hängegletschern bis zu den enormen Ausläufern des Binneneises. Jedes Thal der Küstenberge, das bis über 900 m hinaufreicht, erfüllt sich mit Gletschern. Helland erzählt z. B., dass er vom Hintergrund des Kangerdlugsuak gegen Upernivik hin auf einer starken Tagreise 47 Gletscher zu überschreiten hatte.

Nach K. J. V. Steenstrup reicht schon jede Sammelmulde von wenigstens 40 000 m^2 (4 Hektaren Fläche) hin, einen Gletscher zu erzeugen. Die dünnste Firneisdecke, welche einen Gletscher unter den dortigen klimatischen Bedingungen zu erzeugen vermag, findet er zu 30 m, den steilsten Untergrund, auf welchem sich ein Gletscher halten kann, zu 56°. Steileres Bett erzeugt eine Abtrennung in Eislawinen und Bildung regenerierter Gletscher. Hammer hat die Dicken der zahlreichen kleinen Hängegletscher, welche ungefähr zwischen Firnmulde und Gletscherzunge über Felswände herabbrechen, gemessen und dabei Beträge zwischen 35 und 65 m gefunden. Bei den kleinen Gletschern ist die Schichtung im Eise durch feine Staublagen sehr deutlich ausgeprägt, bei den grössern verwischt sie sich mehr und mehr (durch beginnende Struktur?). Das Eis soll mehr weissgrün

und weniger glasig dicht sein, als bei den alpinen Gletschern; davon her soll es auch rühren, dass grönländische Gletscher und Polargletscher überhaupt weniger stark zerrissen seien, als die alpinen (?). Von den nordostgrönländischen Gletschern hingegen berichtet Payer im Gegenteil, dass sie viel zerrissener seien, als die alpinen. Die Strömungsgeschwindigkeit der grossen Ausflüsse des Binneneises ist meist viel bedeutender als diejenige der selbständigen Gletscher (S. 145) und viel bedeutender als diejenige der Alpengletscher. Nach den Messungen von Helland, Steenstrup, Hammer sind Beträge zwischen 2 und 20 m das Tagesmittel. Die grossen Gletscher haben an ihrer Oberfläche sehr geringe Neigung.

Die Karte von „Nordgrönland“, Gebiet der Westküste von 69° 10′ bis 72° 35′ von Hammer und Steenstrup 1878 bis 1880 aufgenommen, weist auf 3 Breitengrade 18 in den Fjorden kalbende und 8 das Meerniveau nicht erreichende Ausflüsse des Binneneises und ca. 120 vom Binneneis unabhängige kleinere Gletscher der Küstengebirge auf. Das allgemeine Bild der selbständigen Vergletscherung des Küstengebirges erinnert vollständig an den Typus der Justedalsbraeen in Norwegen, wo wir zwar nicht ein gemeinsames Gletscherfeld wie das Binneneis, wohl aber oft mehr oder weniger zusammenhängendes Firnfeld finden. Die zungenförmigen Ausflüsse desselben hängen überall über die Plateauränder herab oder brechen in zahlreichen Gletscherlawinen zu regenerierten Gletschern nieder.

Die vom Binneneis unabhängigen Gletscher der westgrönländischen Küstenzonen haben oft sehr stark entwickelte Seiten-, Mittel- und Endmoränen. Manche Thalgründe sind mit ausgedehnten Moränenschuttmassen bedeckt. Vom Kontinentaleis Grönlands ist vielfach behauptet worden, es habe gar keine Moränen. Die neuesten Forschungsreisen der Dänen haben ergeben, dass, offenbar weil nur wenige Felsklippen über das Binneneis hervorragen, die Obermoränen sehr schwach entwickelt sind, doch fehlen auch sie nicht ganz. Sie kommen regelmässig in der Nähe von Nunatakern („Aaber-

köpfen") vor und können hier bedeutende Höhe erlangen. So wird eine Seitenmoräne am Rande von Jensens Nunataker erwähnt, die einen 125 m hohen Wall bildet. Wie bei den Obermoränen der Alpen besteht auch hier der Kern des Dammes aus Eis, das durch die Schuttschicht vor Abschmelzung geschützt worden ist. Die Felstrümmer dieser grönländischen Binnenmoränen zeigen sich abgerundet, geschliffen und geschrammt. Diese Moränen liegen ferner oft an der Oberseite des Nunataker und höher als dieser. Wir müssen hieraus schliessen, dass sie nicht direkt von dem benachbarten Nunatak stammen, sondern von weiter her, und eine hier angestaute, hinaufgebrandete, ausgeschmolzene Grundmoräne darstellen. Bestehen sie vielleicht oft aus andern Gesteinsarten, als der Nunatak? Aber auch diese Moränen erhalten sich nicht lange sichtbar. Nach Verlauf einiger Kilometer fällt Block um Block in die stets sich öffnenden und wieder schliessenden Spalten, um immer tiefer in das Eis hineingeknetet zu werden. Auch bei den Alpengletschern kommt dies stellenweise vor, meistens ist es nicht so auffallend, weil dort die Länge des Gletschers nicht ausreicht, alle Trümmer zum Verschwinden zu bringen, und weil die Moräne viel lebhafter von den überragenden Gehängen wieder ersetzt und verstärkt wird.

Jensen sah gewaltige breite Moränen auf dem Binneneise zwischen den Nunataker im Hintergrunde des Björnesund und von diesen zwischen den einzelnen Armen des Binneneises bis auf das feste Land sich erstreckend. Gegen das Ende derjenigen Binneneisausläufer, welche auf festem Boden mit schiefem Abfall endigen, wird die Oberfläche des Eises mehr und mehr mit Schlamm, Sand und Steinen oft in gewaltigen Massen bedeckt, welche aus dem Eise ausschmelzen. Am Ende des Gletschers bilden sich durch Anhäufen dieser Trümmer und derjenigen der eigentlichen Grundmoräne echte Seiten- und Endmoränen. Wo ein Zweig des Binneneises durch eine Sparte sich drängt und auf einen andern tiefer liegenden Zweig sich ergiesst, da häuft der erstere sogar

eine Seiten- und Endmoräne auf dem letztern an. Helland verfolgte am Rande des Kangerdluksuakgletschers eine 15 bis 20 m hohe Moräne auf etwa 7 km Erstreckung. Die gewaltige Deltamoräne des Frederikshaabgletschers von 3 bis 5 km Breite vor dem Gletscherende haben wir schon früher erwähnt (S. 366). Auf ihr finden sich noch kleine, 3 bis 5 m hohe und 7 m breite Endmoränen aufgehäuft. Am Ende mancher Gletscher geht man lange über Schutt, ohne sofort zu merken, dass darunter schon das Eis liegt. Bei Ausflüssen des Binneneises ist dies bloss deshalb selten, weil die meisten derselben nicht auf Festland endigen. Viele Fjorde sind teilweise ausgefüllt mit den Moränentrümmern der Gletscher, und manche kleinere und grössere, von den Gletschern gestaute Seen sind mit feinem hellgrauem Gletscherschlamm am Grunde bedeckt.

Dass die Gletscher in Westgrönland früher noch grössere Ausdehnung gehabt haben, geht aus vielen erhaltenen Gletscherschliffen ausserhalb der bestehenden Gletscher hervor, doch scheinen sie niemals die Küstenregion kontinental überflutet zu haben. NO von Julianshaab z. B. gehen die alten Schliffe im Gneis nur bis 800 m Meerhöhe an den 1120 m hohen Berg hinauf. Alte starke Moränen sind, entfernt von den jetzigen Gletschern, häufig zu finden. Eine Folge vom Rückgang der Gletscher sind die von Steenstrup treffend als „död brae“, toter Gletscher, bezeichneten Eisreste unter alten Moränen bewegungslos und abgetrennt von den jetzigen geschwundenen Gletschern liegend. In den Alpen kommt die gleiche Erscheinung in kleinem Massstabe vor. Bei Vajgaltet auf der Insel Disco findet sich ein grosser Schuttvorsprung, wo an warmen trockenen Tagen schon ohne Nachgraben das darunter liegende Gletschereis sich an der nassdunkeln Farbe des Schuttes verrät. Dieser tote Gletscher hat gar keine Verbindung mehr mit seinem ursprünglichen Firnfeld, doch kommt von dort oben jetzt ein neuer kleiner Gletscher herunter. Noch zahlreiche andere Beispiele derart werden beschrieben (bei Ingnagnack, an der Westseite von Disco, im Umanaksfjord etc.).

Wenn nun die jetzigen Gletscher ohne starke Schuttbedeckung über verschüttete „tote“ Gletscher teilweise hinwegschreiten, so beweist dies ein neuerliches Wachstum, welches auf eine Zeit des Schwindens folgte. Der Asakakbrae auf Nugsuakhalbinsel ist jetzt mit seinen zwei starken Mittelmoränen wieder über einen ältern, von ihm einst abgestossenen moränenbedeckten Rest hinausgestiegen. Aehnliches berichtet Steenstrup noch von andern Stellen im Gebiete der Nugsuakhalbinsel. Auf einer Insel bei Umanak liegt an einer Klippe ein „toter Gletscher“, wo jetzt gar kein Gletschereis sich bilden kann, weil kein Raum für ein Nährfeld besteht; er muss ein Rest eines gewaltigen Gletschers sein, der einst von der Nugsuakhalbinsel oder vom früher grössern Karajakgletscher, einem Ausläufer des Binneneises, her den Fjord bis zur kleinen Insel überbrückte. Auch bei vielen kleinern alten Moränen erkennt man stets nasse Stellen, die auf gebliebene Eisreste hindeuten.

Da die mittlere Temperatur der Luft und somit auch die Temperatur der obersten Bodenteile unter 0° stehen, halten sich diese Eisreste, sobald sie vor der zeitweiligen Wärme der Luft durch Schutt geschützt sind, sehr lange Zeit fast unverändert, so dass es unmöglich ist, ihr Alter zu schätzen.

Aus dem Gebiete des Sermilik und Alangordliafjordes wird berichtet, dass der Rand des Binneneises gegenwärtig vorrücke.

Rink hat durch einen ungefähren Vergleich der Massen ausgestossenen Treibeises mit den Niederschlägen geschätzt, dass nur etwa der sechste Teil der Niederschläge in Form von Eisbergen abgehe, und daraus geschlossen, dass starke Bäche unter den Gletschern verborgen sein müssten. Unter Benutzung der von Rink, Helland, Steenstrup etc. mitgeteilten Zahlen gelangen wir zu folgenden ungefähren ganz ähnlichen Schätzungen:

Wird die Binneneisscheide in die Mittellinie von Grönland gedacht, so beträgt das Sammelgebiet des gegen die Westküste fliessenden Binneneises etwa 600000 km^2.

Das Gletschertreibeis von 60 bis 80° N. Br. an der Westküste von Grönland beträgt jährlich 10 bis 100 km³.

Fallen im Mittel 50 cm Niederschläge auf das Binneneis, so würde dies per Jahr ergeben 300 km³ Wasser.

Also gehen höchstens ⅓ der Niederschläge in Form von Treibeis ab. Der übrige Teil muss durch Verdunstung, besonders aber als Gletscherbach unter dem Eise weggehen.

So ungefähr auch diese Schätzungen sind, so bestätigen sie sich doch durch die direkte Beobachtung. Im Sommer, wo auf dem Binneneise im Schatten das Thermometer oft auf +10° bis sogar ausnahmsweise auf +30° (Nordenskjöld, Juli 1870) steigen kann, rieselt das Schmelzwasser so lebhaft auf dem Binneneise wie auf Alpengletschern und versinkt in den Spalten. Süsswassermassen mit Gletscherschlamm getrübt brechen in den Fjorden in Front der Gletscherenden wie grosse Quellen hervor. Sogar im Winter gehen unter dem Fjordeis vor den Enden des Binneneises lebhafte Süsswasserströme hinaus. Wenn der Wasserstand der durch Binneneisströme abgedämmten Gletscherseen rasch sinkt, so nehmen die submarinen Süsswasserquellen in den Fjorden rasch zu. Bald füllen sich die entleerten Seebecken wieder mit Gletscherwasser.

Könnte jetzt noch Binneneis sich bilden, wenn es nicht schon vorhanden wäre und durch sein Dasein sich selbst teilweise die nötigen klimatischen Bedingungen zum Fortbestehen schaffen würde? Ist das Binneneis in einem Gleichgewichtszustande? Ist Grönland ganz erfüllt mit Binneneis oder im Innern eisfrei? Man hat versucht, diese Probleme mit rechnender Theorie zu lösen, allein die sichern Zahlengrundlagen fehlen. Expeditionen ins Innere, und fortgesetzte Beobachtung am Rande werden allein uns allmählich sichere Antwort geben können.

Im nördlichsten Teile von Ostgrönland sind die Verhältnisse anders. Ein sehr hohes ausgedehntes Küstengebirge, den Alpen in der Gestaltung der Gehänge und Thäler vergleichbar, aber nicht in Ketten gegliedert,

sondern in Gruppen zerschnitten (Payer etc., II. deutsche Nordpolfahrt), erhebt sich von 72 bis 75° in zahlreichen Gipfeln bis zu 2500 und 3000 m, ja selbst 3400 m (Petermannsspitze). An den Küsten finden sich viele Anzeichen von Hebung. Die Firnlinie liegt erst bei 1000 bis 1200 m. Jedes Thal, das zu 1200 bis 1500 m hohen Bergen hinaufreicht, hat seinen Gletscher. Wo, wie hier, steile und hohe Gipfel und Gräte ausgebildet sind, entstehen getrennte Firnmulden und selbständige individualisierte Gletscher. Solche steigen in grosser Zahl in die steilfelswandigen und über 1000 m tiefen Fjorde hinab. Sie sind reich an Seiten- und Endmoränen, welche noch gewaltiger als diejenigen der Alpen sein sollen. Das echte Binneneis von W- und SO-grönländischem Charakter fehlt in NO-Grönland. Weit spärlichere Niederschläge als W-Grönland helfen mit. Selbst bei 75° wird das Tiefland von NO-Grönland schneefrei. Im Winter ist der Grund steinhart gefroren, im Sommer thaut er auf und die sumpfigen Niederungen werden teilweise ungangbar. Grosse Gletscherbäche und ganze Ströme ziehen durch die mit grünem Moos und Blütenpflanzen bekleideten Thalböden und überall rieselt das Wasser von den Gehängen. Wie die Schweden von Spitzbergen berichten, so ändert nach Payer auch hier auf NO-Grönland die Vegetation bis über 1000 m nicht mit der Höhe, was die vorkommenden Arten betrifft. Was die Höhe kälter sein würde, das wird bei der flachen Lage der Sonne durch die günstigere Neigung der Flächen und die längere Exposition mehr als aufgewogen. Noch bei 2100 m fanden sich Moose (grimmia lanuginosa var. arct.). Ueber 600 m hohe Gipfel werden schneefrei. Vom 75. bis 77.° folgen niedrigere Küstenberge, dann nördlicher wieder Gipfel bis zu 2000 m. Die vorgelagerten Inseln haben mehr Plateaucharakter und ragen selten bis 600 m auf. Manche der Tiefen zwischen Inseln sind durch Gletscher überbrückt.

6. **Das arktische Nordamerika.** Dicht westlich von NW-Grönland, nur durch den schmalen Kennedykanal

von demselben getrennt, liegt bei 79 bis 83° N. Br. das Grinnelland. Während dort in Grönland und auch noch etwas weiter westlich, südlich vom 79.° im Lincolnland, der Küstensaum zu einem grossen Teile von den Eiswänden der Gletscher gebildet wird, gibt es hier im Grinnelland nur spärliche und keine die Küste erreichenden Gletscher. Nur wenig Schnee bleibt im Sommer liegen. Einige Striche des Grinnellandes lernen uns sogar einsehen, dass dauernder Schnee noch nicht notwendig zur Vergletscherung führt. Wenig Schnee bleibt bei der stets grossen Kälte als lockerer Schnee erhalten. Zur Gletscherbildung bedarf es der Ueberhäufung mit Schnee, des zeitweisen Anschmelzens und der Durchtränkung der tiefern Schneelagen. Im Grinnelland scheint es zu kalt zur Gletscherbildung zu sein.

Gehen wir weiter nach Norden gegen die „Lincoln Sea" oder weiter nach Westen gegen die Parryinseln vor, so finden wir grimmige Kälte; das Meer ist im Winter überall gefroren und bleibt sogar oft in weiter Erstreckung im Sommer geschlossen. Feldeis fehlt nirgends (S. 265), aber die Eisberge, wie sie von Gletschern stammen und noch die Baffinsbai und Davisstrasse erfüllen, werden sehr selten, was auf das Fehlen von ins Meer vorstossenden Gletschern hinweist. In der Victoria- und Albertkette, welche 1500 m hoch sind und im Grinnelland unter 80 bis 81° dem enormen grönländischen Humboldtgletscher gerade gegenüber liegen, bleiben die meisten Gletscherenden 10 bis 16 km hinter der Küste zurück. Die sämtlichen anderen, von hier westlich liegenden, zahlreichen ausgedehnten Inseln und Berge des arktischen Amerikas von 70 bis 81° N. Br. vermögen, soviel bis jetzt bekannt ist, keinen einzigen Gletscher mehr zu bilden, der das Meer erreicht. (Hayes, Bessels, J. Richardson etc.) Auf der Melvilleinsel bei 74³/₄ bis 75° bleiben die flachen Wiesen oder Tundra vom Juni bis September während etwa 70 Tagen des Jahres schneefrei und nur zusammengewehter Schnee hält in schattigen Schluchten den ganzen Sommer über aus. Im Northumber-

landsund bei 76° 23′ fand Ed. Belcher im Jahre 1852 bis 1853 schon im Mai an den 420 m hohen Bergen keinen Schnee mehr.

Dass die Vergletscherung westlich von Grönland trotz mittlern Jahrestemperaturen von —15 bis —17° ein Ende hat, wird uns sofort erklärlich, wenn wir uns nach den dortigen Witterungsverhältnissen umsehen.

Die ganze arktisch amerikanische Inselwelt zeichnet sich durch sehr geringe Niederschlagsmengen aus. Wir stehen in den Umgebungen eines Kältepoles. Der Winter ist ganz trocken und kalt; die mittlere Wintertemperatur steht durchweg zwischen —30 und —40°. Nur Herbst und Frühling bringen etwas Schneefall. Im Winter ist es windstill, die relative Feuchtigkeit der Luft beträgt bloss 50 %; im Sommer, dessen mittlere Temperatur meist zwischen +1 und +4° liegt, steigt die relative Feuchtigkeit bloss auf 75 %. Die vorherrschenden Winde blasen das ganze Jahr aus NW und N. Aus kältern Regionen und über kalten, meist gefrorenen Ocean kommend, konnten sie keine Feuchtigkeit aufnehmen. Am untern Makenziefluss bei „Good Hope“, 66° 20′ N.Br., sind sogar die SO-Winde kalt, die NNW-Winde aber können im Januar die Temperatur des Winters oft (nach Petitot) auf 0° bringen, während sie im Mittel —30° beträgt; allein diese letztern Winde kommen aus einer kalten Region, sie sind Föhne und deshalb Schneeverzehrer, nicht Schneebringer. Etwas südlicher im Gebiete der Hudsonsbay bei 60 bis 65° liegt die mittlere Wintertemperatur bei —20 bis —30°; die mittlere Sommertemperatur geht von +3 bis auf +12° hinauf.

Kälte ohne Feuchtigkeit kann keine Gletscher bilden. Meereis und Gletschereis stehen unter in gewissem Masse entgegengesetzten Bedingungen. Wo das Klima so kalt ist, dass fast beständig das Meer gefroren bleibt, da erzeugt dasselbe nicht mehr oceanische Feuchtigkeit, es verhält sich wie Land; die Luft wird zu trocken, es fällt nur wenig Schnee, der Gletscher ernähren könnte. Wo das Meer auch im Sommer gefroren bleibt, gibt es keine Gletscher und keine Treibeisberge mehr.

7. **Nordasien** erinnert klimatisch durchaus an Nordamerika. Auch hier befinden wir uns in kontinentalem Klima selbst an den Nordküsten, weil der Kontinent nicht von gemässigtem oder warmem, sondern von dem meist gefrorenen Nordmeere begrenzt wird. Der Eisocean wirkt wie ein Kontinent. Auch hier stehen wir in der Region eines Kältepoles und eines barometrischen Maximum (oft anhaltend 774 mm Barometerstand). Der Himmel ist fast stets, wenigstens im Winter ununterbrochen hell. Schneefall kommt fast nur im Herbst vor. Im Taimyrland bei 75½ bis 78° finden wir (nach Middendorf) die 300 m hohen Berge im Sommer sämtlich schneefrei. Der immer noch + 5 bis + 6° warme Sommer zehrt den Schnee bis auf einzelne Firnflecken auf, die dort nur in den höchsten Teilen des Gebirges liegen bleiben. Gletscher bilden sich nicht (Nordenskjöld). Das Tiefland hat hier den ausgesprochensten kontinentalen Charakter und die grössten Temperaturdifferenzen. In Yakutsk sinkt das Thermometer im Winter bis — 62° und die mittlere Temperatur des kältesten Monats ist — 40,8°. Im Sommer kommen nicht selten + 38° vor und die mittlere Temperatur des wärmsten Monates beträgt + 17,4°. Da stossen wir auf die grösste sonst unerhörte Temperaturschwankung von 100°. In der Höhe an den Bergen ist der Winter nicht mehr gar so kalt, der Sommer nicht mehr gar so warm, aber auch da sind die Schwankungen noch sehr gross. Grosser Unterschied von Sommer und Winter ist, wie wir schon oft gesehen haben, der Gletscherbildung sehr ungünstig. Die grimmige Winterkälte verhindert jeden ergiebigen Schneefall, die Sommerwärme zehrt den Schnee auf. Dazu kommt noch, der sehr klaren Luft entsprechend, eine sehr starke Radiation. Man hat schon oft beobachtet, dass in Nordsibirien im Winter bei — 24° Schattenlufttemperatur der besonnte Schnee von den Dächern taut, das Gegenstück zu dem im Hochgebirge durch Ausstrahlung nicht seltenen Hartgefrieren von Wasser am Abend bei + 2 bis + 10° umgebender Luft. Der Frühling bricht in Sibirien mit grosser Gewalt fast plötzlich herein. Der Hauptunterschied Nordasiens gegenüber Nordamerika liegt in den wärmern Sommern.

Die neusibirischen Inseln bei 75 bis 77° und das Wrangelland bei 71 bis 73° werden im August und September bei manchmal zwischen den Inseln noch gefrorenem Meer ganz schneefrei (Nordenskjöld) mit Ausnahme weniger verborgener Rinnen in den Berggehängen. Schon der Winter hat durch Verdunsten zehrend auf den Herbstschnee gewirkt. Von Gletschern ist auf den neusibirischen Inseln keine Spur; auch keine Eisreste nach Art der toten Gletscher Grönlands kommen vor. Spuren früherer Vergletscherung fehlen vollständig. Die Eiszeit ist somit keine ganz allgemeine Vergletscherung der Nordgebiete gewesen. Aus dem langen Stanowaigebirge mit Höhen bis 2800 m, wie vom Makatschingo auf der Behringshalbinsel unter dem Polarkreis mit 2683 m Meerhöhe werden nur Schneeflecken, die in den Furchen bleiben, aber keine Gletscher erwähnt. Vom Altai und Sajan bis ans Eismeer durch ganz Sibirien und seine Inseln hindurch fehlen Gletscher mit einziger Ausnahme des eben noch vom Golfstrom erreichten nördlichen Novaja Semlja! Im Osten bietet Nordasien dem gleich beschaffenen Nordamerika die Hand. So reich vergletschert die warme Südküste von Alaska ist, so kalt und ohne Gletscher ist die Eskimoküste von Nordalaska.

Hier ist der Ort, noch einer Erscheinung Sibiriens zu gedenken, die gewissermassen das gerade Gegenteil der Gletscher, eine negative Vergletscherung, bedeutet. Schon das „Aufeis“ des Ural gehört teilweise hierher:

Die Gletscher besorgen den Umsatz fester Niederschläge in flüssiges Wasser, die „Eismulden“ oder „Tarinne“ hingegen entstehen dadurch, dass flüssiges Wasser zu Eis wird. Der Boden von Nordsibirien ist tief hinab gefroren, seine mittlere Temperatur steht weit unter 0°. Eis cementiert Sand und Gerölle zu dauernden festen Sandstein- und Konglomeratschichten. Nur in den obersten Schichten taut der Boden im Sommer auf. Der eisige Untergrund ist undurchlässig wegen seines Kältevorrates, er bringt eindringendes Wasser rasch zum Gefrieren. Selbst wenn die Luft über 0° ist, gefriert das Wasser der Quellen, wenn es sich auf dem kalten Untergrunde

verbreitet. Wo Quellwasser vorhanden sind, ist bis zu einem gewissen Punkte das Wachsen des Eises durch die Kälte von unten überwiegend über das Abschmelzen. So überziehen sich ganze Thalmulden, wenn sie Quellen haben, mit dicken Eislagen, die nach ihrem Auftreten und Ansehen an die Kieselabsätze der Geysire von Nordamerika, Neuseeland etc. erinnern. Schneewehen können die Eismulden noch verstärken. Das dichte, in den grossen Massen blaue Eis vermag in vielen Fällen nie mehr wegzutauen und selbst grössere Quellen erschöpfen sich im Winter vollständig, im Sommer teilweise in Eisbildung. Im Turachtachthal, bei Ajan, in NO-Sibirien, namentlich auf der Route von Jakutsk nach Ochotzk, im Beloithal, im Thal des Antocha, in den Umgebungen von Kolymsk sind diese Eislager in den Thalmulden sehr häufig. Middendorf gibt an, dass dieselben bis zu 15 km lang, viele Meter dick und nahe an 1 km breit werden können. In diesen Eislagen tritt das Wasser völlig als stabil gewordenes Gestein, als ein wichtiges Glied in den obern Bodenschichten auf. Gletscher binden Wärme im Verlauf vom Hochschnee zum Gletscherbach und setzen Schnee und Eis in Wasser um; diese Eismassen hingegen machen Wärme frei und fixieren dauernd Wasser zu Eis.

Ob bei stark geneigter Unterlage diese Eismassen gletscherähnliche Bewegung annehmen und Spalten und Kornstruktur ausbilden können, oder ob sie stets steif und ruhig bleiben, was zu wissen für die Bewegungstheorie von grossem Werte wäre, darüber habe ich keine Angaben gefunden. Meistens ist der Untergrund zu flach, die Kälte von unten zu gross, die Eismassen sind zu dicht, um Schmelzwasser eindringen zu lassen, so dass das Eis starr bleibt.

8. Zusammenfassung über die arktische Zone.

Wenn wir die arktische Region als Ganzes überblicken, so springt sofort in die Augen, dass sie im allgemeinen sehr arm an Gletschern ist. Auf zwei Drittel ihres cirkumpolaren Umfanges fehlen Gletscher nahezu ganz, nicht aus Mangel an Kälte,

wohl aber an Niederschlag. Nur auf demjenigen Drittel, wo in breitem Profile ein warmer Meeresstrom, der Golfstrom, in die Polarregion einbrechen kann, da finden sich alle von ihm bestrichenen Inseln vergletschert. Der Stille Ocean ist gegen Norden nicht offen wie der Atlantische Ocean, seine warmen Wasser können nur in sehr geringen Mengen in den Polargürtel eindringen und bleiben deshalb fast wirkungslos für die arktische Zone. Es ist der warme Golfstrom mit seinen entsprechenden, von ihm ausgehenden Winden, der Spitzbergen, Grönland, Island, Franz-Josefs-Land, Novaja Semlja, Skandinavien vergletschert. Kalte Meeresströme wirken der Vergletscherung entgegen. Nicht die kalten Norde, sondern die lauen Lüfte des Südens, die über dem Wasser des Südens entstehen, bringen Grönland, Spitzbergen, Island etc. ihren Schnee. Gebiete grosser Kälte ohne Gletscher sind verbreitet; viel spärlicher sind solche mit liegendem Schnee und Umwandelung in Eis. Es war ein Irrtum, anzunehmen, dass Wegnehmen des Golfstromes Skandinavien wieder ganz vergletschern würde und Europa eine Eiszeit brächte; eher vermöchte dies ein noch mächtigerer Golfstrom zu thun. Die Vergletscherung ist nicht die verbreitete allgemeine Erscheinung der kalten Regionen, sondern sie tritt nur da auf, wo feuchtwarme Winde und warmes Meerwasser, aus den warmen Zonen stammend, sich in die kalte Region hineinzudrängen vermögen. Nur warme Erdstriche können die Luft so feucht machen, dass sie Firnmulden zu speisen vermag. Nur wenn diese Luft nicht vorher schon durch Gebirge oder sonstiges Land ausgetrocknet worden ist, wenn sie möglichst unvermittelt auf ein entweder durch seine Meerhöhe oder Polhöhe kaltes Gebirge stösst, dann fällt im Kontaktgebiet, wo die Gegensätze zusammenstossen, der Schnee massenhaft nieder. So entstehen die Gletscher aus dem Wasserdampf der warmen Zonen.

Der Process der Schneeausscheidung selbst aber hindert durch freiwerdende Wärme die Luft vor allzu starker Abkühlung; die Schneebildung selbst trägt ihrer-

seits zur Ausgleichung der Temperaturen bei, so dass wir teilweise auch deshalb wieder in stark vergletscherten Gebieten niemals Gegensätze zwischen Winter und Sommer finden, wie sie in Jakutsk bestehen.

E. Die Gletscher der antarktischen Region.

Unsere Kenntnis der antarktischen Region verdanken wir den Beobachtungen von Balleny, Beltingshausen, Biscoe, Cook, Kemp, Mühry, Moore, Nares, Ross, d'Urville, Weddel, Wilkes etc.

Ein Blick auf eine Karte der Südhalbkugel lehrt uns, wie ganz anders hier die klimatischen Bedingungen sich gestalten. Nicht nur dass von 40° S. Br., mit Ausnahme der S-Spitze von Amerika bis zum Polarkreis, nur zerstreute kleine Inseln liegen, sondern noch wichtiger ist der Umstand, dass das Südpolarmeer in ganz offener Verbindung mit den sämtlichen Oceanen gemässigter und warmer Zonen steht, was einen scharfen Gegensatz zu dem vorwiegend durch Kontinente abgeschlossenen N-Polarmeer bildet. Bis jetzt hat sich kein grösserer Südpolarkontinent, sondern nur kleinere Inselgruppen gefunden. Ob Viktorialand und Wilkesland einem Südpolarkontinent angehören, ist noch sehr fraglich.

Nur an zwei Stellen ist man auf der Südhalbkugel über den 75.°, an den übrigen Stellen nur unbedeutend hinter den Polarkreis vorgedrungen. Das antarktische Gebiet ist noch viel weniger bekannt als das arktische.

Während die Nordhalbkugel stellenweise bis 78° und im Mittel bis 73° von Menschen ständig bewohnt ist und sich bei 71° in W-Grönland der nördlichste Handelshafen der Erde findet, liegt das südlichste bewohnte Land der S-Halbkugel, Terra del Fuego, bei 55°, d. h. entsprechend wie Dänemark und England. Die Falklandinseln bei 50° haben nur wenige Ansiedelungen. Unter der entsprechenden Breite, wie hier Sicilien, Süd-

spanien oder die Azoren liegen (37 bis 38°), zählen auf der Südhalbkugel die Inseln St. Paul im Indischen, Tristan da Cunha im Atlantischen Ocean nur noch wenige Einwohner. Die Kerguelen-Insel unter der Berlin entsprechenden Breite von ca. 49° und halb so gross wie Preussen ist nicht mehr bewohnbar. Mit einziger Ausnahme von der Südspitze von Amerika ist die Südhalbkugel über den 48. Parallelkreis hinaus unbewohnt und unbewohnbar. Im Gebiete der Magelhanstrasse schneit es oft mitten im Sommer bis zum Meer hinab. Die Süd-Sandwichinseln liegen unter der entsprechenden geogr. Breite wie auf der Nordhalbkugel Schottland, allein sie sind während des ganzen Sommers grösstenteils in Eis und Schnee gehüllt. Auf der Insel Süd-Georgien, 62° S. Br., soll die Schneegrenze die Meerfläche berühren, was auf der Nordhalbkugel nirgends der Fall ist.

Vom Aequator bis ca. 40° S. Br. ist allerdings die mittlere Temperatur der S-Halbkugel etwas geringer als diejenige der N-Halbkugel, noch weiter südlich aber sind die mittlern Temperaturen der Parallelkreise etwas höher als die entsprechenden der N-Halbkugel. Im ganzen ist nach den neuesten Untersuchungen von Haun die S-Halbkugel nicht kälter als die N-Halbkugel. Das Massgebende für das Leben von Pflanzen und Tieren und dadurch für die Existenz des Menschen ist eben nicht die mittlere Temperatur. Wenn der Sommer Leben zu produzieren vermag, so ist ein strenger Winter erträglich. Was die S-Halbkugel klimatisch so ungünstig gestaltet, das ist die oceanische Gleichförmigkeit der Temperaturen. Der Winter ist nicht sehr kalt, aber der Sommer ist nicht mehr warm. (Vergl. Tabelle S. 7 und 8.) Das gebildete Eis, der gefallene Schnee tauen nicht mehr auf, der Winter wird nicht unterbrochen durch einen belebenden Sommer, alles bleibt beständig kalt. Von 50° an schneit es auch bis zum Tiefland im Sommer (Dezember, Januar, Februar) häufiger als es regnet (Falkland, Süd-Shetland). James Ross hat 1840 bis 1843 folgende Mitteltemperaturen bestimmt:

64° S. Br. Sommermittel (Dez., Jan., Febr.) . .	=	−0,9°
75 bis 78° Sommermittel	=	−4,4
69 bis 77° Februarmittel 1841	=	−7,12
Maximum des Sommers 1841 einige Stunden . .	=	+1,11

So trostlos steht es mit der warmen Jahreszeit auf der S-Halbkugel! Auf der N-Halbkugel ist noch bei 80° die mittlere Julitemperatur über +2° und man ist da noch nicht auf Gebiete gestossen, wo die mittlere Temperatur des wärmsten Monats auf 0° gesunken ist, während dies auf der S-Halbkugel schon bei etwa 70° der Fall ist. Selbst in der wärmsten Jahreszeit geht im südlichen Polarmeer die Lufttemperatur nur selten über 0° hinauf unter Breiten, wo auf der N-Halbkugel während 3 vollen Monaten fast immer das Thermometer über 0° steht. Für Pflanzen und Tiere ist das Vorhandensein eines wirklichen Sommers massgebend. Wo der Sommer immer unter 0° bleibt, können keine Pflanzen leben, alles bleibt erstarrt.

Die Kerguelen haben einige Gletscher. Viele davon finden sich von 70 bis 78° S. Br. an der Küste des Viktorialandes und der Admirality Range, wo Gipfel auf 2000 bis 3000 m ansteigen. Sie füllen die Thäler und gehen in steilen Klippen abbrechend in das Meer hinaus. Die gewaltigen Gipfel, wie der Aetna-ähnliche Mt. Melbourne, 4500 m (74° 15′), und die Vulkane Terror, 3318 m, und Erebus, 3770 m (ca. 78°), welch letztere zugleich dem südlichsten bisher erreichten Lande angehören, sind ganz von Schnee und Eis eingehüllt. Nur an wenigen Stellen blickte der Fels durch die weisse Hülle und belehrte die erstaunten Befahrer jener Küsten, dass auch das nicht Berge aus Eis und Schnee, sondern Felsberge von Eis und Schnee bedeckt sind. Der Küstensaum war hier wie anderwärts im antarktischen Gebiete von einer vertikalen, 30 bis 55 m hohen Eiswand mit meist durchaus ebener Oberkante gebildet, so dass das Land selbst nicht betreten werden konnte. Echtes Gletschertreibeis ist sehr spärlich, die weit verfolgte Küstenwand ist geschichtetes Salzwassereis. Es ist der zackig abgebrochene Rand des gefrorenen Meeres, und die Treibeisberge der S-Halbkugel rühren zum grössten Teil von dieser Eiswand her.

(Vergl. S. 272.) Kein einziger der Südpolarfahrer hat Schmelzwasserbäche über die Gletscher und Eiswände herabrieseln sehen. Wo Bergland sich erhebt, da sind zwar Gletscher im Südpolargebiet von ferne gesehen worden, allein nirgends scheinen sie zu einer Bedeutung wie in Grönland oder Spitzbergen zu gelangen, nirgends das lebhafte „Kalben“. Das Land ist spärlich und die geringe Menge Gletschertreibeis selbst in seiner Nähe deutet zudem noch darauf hin, dass die Bewegung und der ganze Umbildungsprozess, der die Gletscher charakterisiert, hier aus Mangel an Wärme sehr langsam und in etwas anderer Weise vor sich gehe, als unter dem Regimente häufiger Schmelzwärme. Das in enormen Schichten gefrorene Meer hat hier die Oberhand, alles ist erstarrt — auch die Gletscher!

Vom Innern der Südpolarländer wissen wir gar nichts, es ist noch nie betreten worden, die Eiswand schliesst es vorläufig ab. Es wäre von hohem Interesse, die feinere Struktur des Gletschereises zu beobachten und mit dem arktischen Gletscher zu vergleichen. Wir dürfen vielleicht aus dem bis jetzt Bekannten schliessen, dass die Gletschererscheinung auch unter Mangel an Schmelzwärme leidet. Die ganze Metamorphose von Schnee zum Gletschereis ist wesentlich durch infiltrierendes Schmelzwasser bedingt und die Beweglichkeit der Gletscher hierdurch erleichtert. An Stelle der Umbildung des Eisstromes muss mehr und mehr ein starres, unveränderliches Einerlei treten, wo die Temperatur ewig unter dem Frostpunkte liegt. Soweit Gletscher entstehen, ist hier der Druck des Schnees für ihr Wesen massgebender als die teilweise Schmelzung und Durchtränkung.

F. Einige Resultate. — Die obere Grenze der Schneeregion.

Im Laufe unserer Betrachtung über die geographische Verbreitung der Gletscher haben wir zu gleicher Zeit die klimatischen Bedingungen der Gletschererscheinung kennen gelernt. Zum Schlusse sei hier nochmals hervorgehoben:

Man hat früher als Veranlassung zur Bildung von Gletschern allzu einseitig bloss niedrige Mitteltemperatur vorausgesetzt und aus den Spuren früher grösserer Gletscherverbreitung auf ein viel kälteres Klima schliessen wollen. Allein so gut wie grosse Nässe bei hoher Temperatur (Tropen) unfähig ist, Gletscher zu erzeugen, ebenso unfähig ist hierzu grosse Kälte, wenn die Feuchtigkeit in der Luft fehlt (viele arktische Regionen). Da aber die Luft nur über relativ warmen Oceanen genügend feucht wird, so gehören zur Gletscherbildung warme Oceane gerade so notwendig wie kaltes Bergland. Würde man den Golfstrom wegnehmen, so würde allerdings Bergen in Norwegen im Mittel um 10 bis 13° kälter und das Klima von Oberitalien etwa auf dasjenige von Stockholm fallen, was die Temperatur anbetrifft; allein die Gletscher würden in Skandinavien, Spitzbergen, Grönland etc. nicht wachsen, sondern abnehmen, vielleicht ganz verschwinden. Wohl aber würde die Vergletscherung zunehmen, wenn durch Senkung die stark verdunstenden Wasserflächen auf Kosten der Tiefländer bis näher an die Gebirge heran sich vergrössern würden.

Wie sehr die mittlere Temperatur in der Gletscherbildung nur einen einzigen Faktor bildet, zeigt folgende kleine Zusammenstellung:

	Geogr. Breite	Mittl. Temp. an der Schneelinie	Mittl. Temp. am Gletscherende
Grinnelland	80 bis 81° N	ca. — 20°	ca. — 19°
Sibirien	70° N	— 18°	
Novaja Semlja . . .	73½° N	— 11°	— 10°
Centralalpen	46° N	— 4°	+ 4 bis + 6,5°
Ostalpen	47° N		— 0,4°
Himalaya v. Gurwal	31° N		+ 7°
Osorno (Südamerika)	41° S	+ 3°	ca. + 7 bis 8°
Neuseeland	44° S		+ 8 bis + 10°
Weite der Schwankung		ca. 23	ca. 29

An den verschiedenen Stellen der Erde kann die mittlere Temperatur um 23° an der Schneelinie und um fast 30° am Gletscherende verschieden sein, d. h. der Faktor Feuchtigkeit ist so stark, dass er mehr als

20 Grade Verschiedenheiten in den Temperaturen zu überwältigen vermag. Die Vergletscherung hängt somit in erster Linie von der Verteilung der Feuchtigkeit ab, die allein solche Schwankungen bedingen kann. Aber auch die mittlere Temperatur ihrerseits schwankt nach der Verteilung von Land und Wasser auf der Erde für Punkte gleicher geographischer Breite, wie jede Isothermenkarte zeigt, um 14°, sie schwankt aber für die gleiche geographische Breite nach der Meerhöhe bei den höchsten Bergen vom Fuss zum Gipfel um ca. 45°.

Die kosmischen Einflüsse, wie Schwankungen in der Excentricität der Erdbahn, Vorrücken der Tag- und Nachtgleichen und ähnliche Dinge, können die mittlern Temperaturen nur um wenige Grade (2 bis 3°) verschieben. Die Untersuchung der geographischen Verteilung der Gletscher in der Gegenwart führt somit zu dem Schlusse, dass die lokalen terrestrischen Einflüsse, d. h. die Verteilung der Feuchtigkeit und der Temperatur in horizontaler und vertikaler Richtung unvergleichlich massgebender sind als alle kosmischen Erzeuger von Klimaschwankungen, so dass die letzten auf die Vergletscherung kaum je von wesentlichem oder entscheidendem Einflusse bei den dermaligen allgemeinen planetarischen Verhältnissen der Erde gewesen sein konnten.

Die allgemeine Annahme, dass es überall auf der Erde eine Schneelinie gebe oder, geometrisch ausgedrückt, dass die Schneegrenzen einer um die Erde herum allseitig geschlossenen Fläche angehören, die bald die Berge trifft, bald über denselben in der Luft zu denken sei, ist irrtümlich. Diese gedachte Schneegrenzfläche ist von viel verwickelterer Gestalt und hat sogar Lücken. Nach der Höhe und gegen die Pole hin nimmt die absolute Trockenheit und damit die Verdunstung stark zu, der Schneefall ab. Die Verdunstung kann nach oben unter Umständen schneller zunehmen, als die Schmelzwärme abnimmt. Die Schneewolken auch des Sommers haben eine begrenzte Höhe. Wenn wir uns die Gipfel irgend eines vergletscherten Gebirges einige Tausende von

Metern höher denken, so werden dieselben über die Schneeregion als kahle Felsen hinausragen: es gibt auch eine obere Schneegrenze. Ob dermalen ein Gebirge der Erde dieselbe erreiche, ist noch unsicher. Die Schneeregion ist in ihrer räumlichen Begrenzung eine Schicht von ungleicher Dicke. Es gibt wahrscheinlich Stellen, wo ihre obere und untere Grenze sich treffen und schneiden, so dass diejenige Luftschicht, in welcher die Bedingungen zu Schneeüberhäufung gegeben wären, sich gänzlich auskeilt und die Schneeregion, auch wenn wir sie uns überall durch die Luft ergänzt denken, einen Unterbruch, ein Loch hat. Es ist sehr unwahrscheinlich, dass ein isoliert hingesetzt gedachter Gipfel über dem sibirischen oder dem nordamerikanischen Kältepol, oder im Küenlun oder über der Wüste Gobi, wenn er noch so hoch wäre, sich mit einem dauernd zunehmenden Schneemantel bedecken und Gletscher bilden könnte. Wenn jetzt irgendwo im Sommer kein Schnee liegen bleibt, so ist deshalb noch gar nicht für alle Fälle anzunehmen, dass ein höheres Gebirge an gleicher Stelle Firn und Gletscher bilden könnte. Die obere Schneegrenze macht im arktischen Golfstromgebiet eine Ausbuchtung nach oben, westlich und östlich davon eine solche nach unten. Es ist vielleicht nicht exakt, zu sagen: „Kein Berg des Taimyrlandes (Sibirien) und keiner der Parryinseln erreicht die Schneeregion", sondern man müsste eher sagen: Die obere Grenze der Schneeregion sinkt zwischen diesen Landstrecken und den vergletscherten Golfstromgebieten, die untere Schneegrenze kreuzend auf den Meerboden; die durch die Lüfte ergänzt gedachte Schneeregion hat dort ein plötzlich abgestutztes Ende, ein grosses Loch, das sich vielleicht über den Pol hinzieht oder, geometrisch gesprochen: Die Schneeregion hat dort negativen Wert.

In der arktischen Zone liegt im allgemeinen die untere Schneegrenze für die Gletscherbildung nicht zu hoch. Drängen wir vielmehr ihre obere Grenze weiter hinauf, indem wir warme und deshalb in der Regel feuchte Winde hineinblasen, so wird die Vergletscherung

eintreten. Der Golfstrom hat dies Experiment mit glänzendem Erfolge durchgeführt.

Das klimatisch notwendige Sichtreffen der obern und untern Grenze der Schneeregion über dem Kennedychannel oder wenig westlich davon erzeugt den fast unvermittelten Gegensatz von Grönland und Grinnelland und dort, wie zwischen dem nördlichen und südlichen Novaja Semlja, können wir mit gleichem Rechte sagen: wir befinden uns an der obern Grenze der Schneeregion ebensowohl wie an der untern. Der warme Sommer lässt auf der Nordhalbkugel die untere Grenzfläche nicht auf die Meerfläche herabsinken, die Trockenheit aber drückt die obere Grenze vielfach unter die untere oder doch bis zum Zusammentreffen beider hinab.

Im Innern eines tropischen, von Gebirgen umsäumten Kontinentes, vielleicht über Innerafrika oder über Regionen, wo es selbst im Sommer zum Schneien zu kalt ist (vielleicht am Südpol) oder im Innern des asiatischen Hochlandes, wo über 7000 m der Schnee durch Verdunstung an der Anhäufung verhindert wird, kann die klimatische ergänzt gedachte Schicht der Schneeregion Lücken haben. Zudem ist die klimatische Schicht „Schneeregion“ nicht homogen, sie enthält in ihrem Innern sehr starke quantitative Abstufungen.

Sind diese Gesichtspunkte richtig, so müssen wir sagen, dass ein Teil der Regionen der Erde keinen dauernden Schnee und keine Gletscher haben, weil sie innerhalb, ein anderer Teil, weil sie ausserhalb der Schneeregion liegen; ferner, dass die positive Schneeregion eine vielfach unterbrochene, nach ihrer Dicke und ihrer absoluten Höhe wechselnde klimatische Schicht ist, regiert durch die Faktoren: Feuchtigkeit, Kälte, Schmelzwärme, Verdunstung, die selbst wieder komplizierte Funktionen vieler anderer Faktoren sind.

Bei einer solchen Komplikation der einwirkenden Faktoren ist es selbstverständlich, dass selbst geringe Veränderungen im Klima starke Verschiebungen und Formveränderungen der klimatischen Schicht „Schneeregion“ erzeugen müssen.

Abschnitt IX.

Die Schwankungen im Stande der Gletscher in historischer Zeit.

A. Die Bedingungen von Gleichgewicht und Schwankung.

Im Normalzustande eines Gletschers bleibt sein unteres Ende stationär, indem daselbst das Nachrücken des Eises von der Abschmelzung gerade aufgehoben wird. Aufwärts bis zur Firnlinie herrscht dann ein ähnliches Gleichgewicht, indem an jeder Stelle Ablation und Zusammensintern derart durch das Nachrücken dickerer Querschnitte und vielleicht auch teilweise durch Aufquellen (Kornwachstum Forel) ersetzt werden, dass die Höhe der Oberfläche unverändert bleibt. Aus dem Betrage der jährlichen Bewegung und der jährlichen Abschmelzung und Sinterung resultiert die specifische Neigung der Gletscheroberfläche, d. h. der Unterschied in der Neigung der Oberfläche zu derjenigen des Untergrundes. Da thalwärts gewöhnlich die Bewegung ab-, die Abschmelzung zunimmt, so nimmt der Gletscher an Dicke gegen sein Ende hin stets rascher ab. Der jährliche Schneeüberschuss der Firnmulde muss dann gleich sein dem jährlichen Eisabfluss an der Firnlinie.

Da nun die Bewegung einerseits und die Aufzehrung andererseits von einer Menge verschiedener Faktoren beeinflusst werden, ist der Stand des Gletschers, oder sagen wir der Stand des Gletscherendes, eine Summenwirkung

zahlreicher, bei jedem Gletscher wieder verschiedener Momente, die sich in exakten Zahlen bis jetzt nicht genügend isolieren lassen, und zum Teil selbst wieder untereinander abhängig sind. Wir können durch Vergleich verschiedener Gletscher feststellen:

Unter im übrigen gleichen Bedingungen steigt das Ende eines Gletschers um so tiefer hinab:

1. je grösser das Sammelgebiet,
2. je stärker daselbst der Schneeniederschlag,
3. je kompakter der Querschnitt des Eisstromes ist. Ein konzentrierterer Querschnitt bietet im Verhältnis zur Masse geringere Schmelzungsflächen dar, als ein ausgebreiteterer Eisstrom,
4. je grösser die Geschwindigkeit,
5. je stärker die Trümmerbedeckung, weil dieselbe die Ablation verringert,
6. je geringer die Zerklüftung — weil Zerklüftung die Ablationsflächen vermehrt,
7. je schwächer die Exposition gegen die Sonne und die warmen und warmfeuchten Winde,
8. je tiefer die Bodenwärme,
9. je weniger Wärme der Sommer bietet, je geringer also nach den allgemeinen klimatischen Bedingungen die Schmelzung ist.

Die Nummern 2 und 9, teilweise auch 8, ändern erst in grössern Distanzen; die anderen Bedingungen können bei direkt benachbarten Gletschern gänzlich verschieden sein und untereinander die verschiedensten Kombinationen ergeben. Schon aus diesen Betrachtungen erhellt, dass keine einfache Zahlenbeziehung etwa zwischen der Höhe der Firnlinie, dem Gletscherende und der mittlern Kammhöhe der Firnmulde bestehen kann. Wenn Hans Höfer angibt, dass stets die Firnlinie in der mittlern Höhe zwischen der Kammlinie der Firnmulde und dem Gletscherende liege, so kann das für die von ihm geprüften Gletscher bloss ein zufälliges Eintreffen sein. Eine innere Begründung ist nicht einzusehen. Ueberdies ist es leicht, Gletscher zu finden, bei welchen dieses Zahlenverhältnis nicht zutrifft. Ich erwähne als Beispiele:

a) Obergrindelwaldgletscher (Berner Oberland):

Mittlere Kammhöhe des Firnrandes, aus 28 exakten Höhenzahlen berechnet	3400 m
Firnlinie	2700
Gletscherende	1320

Die Differenz zwischen den ersten beiden Zahlen beträgt 700 m, die Differenz zwischen den letztern beiden, welche gleich gross sein sollte, beträgt aber 1380 m, also fast das Doppelte. Die Erklärung liegt auf der Hand: Der Obergrindelwaldgletscher fliesst durch ein sehr steiles und schattiges Thal.

b) Hüfigletscher (Kt. Uri):

Mittlere Randhöhe der Firnmulde, aus 29 exakten Höhenzahlen berechnet	3024 m
Firnlinie	2650
Gletscherende	1465

Differenz zwischen den beiden ersten Zahlen 374 m, Differenz zwischen den beiden letztern Zahlen 1185 m. Die eine der Differenzen ist mehr als 3mal so gross wie die andere. Mir scheint das Verhältnis auch in diesem Falle ganz selbstverständlich zu sein: Die Firnmulde des Hüfigletschers ist sehr weit, aber flach und von keinen besonders hohen Gipfeln umsäumt. Der Gletscher hingegen geht durch ein sehr steiles und ziemlich schattiges, enges, schluchtförmiges Thal zur Tiefe. Gerade an diesem Beispiele wird recht deutlich, dass die Höhe der Kammlinie gar keinen direkten Einfluss auf den Stand des Gletscherendes haben kann. Es ist durchaus nicht vorauszusehen, dass der Gletscher tiefer steigen würde, wenn wir den Glaridenstock um einige 100 m erhöhen würden — im Gegenteil würde dadurch ein Teil der Firnmulde in eine niederschlagsärmere Region hinaufgerückt und dadurch die Gletscherernährung verringert.

Die Natur behauptet also vielmehr die Möglichkeit zahlloser Variationen nach verschiedenen Kombinationen der einwirkenden Umstände.

Wenn die einwirkenden Umstände lange Zeit konstant bleiben, so bleibt der Gletscher von konstanter,

einem Gleichgewichtszustande entsprechender Grösse. Mit der Aenderung eines oder mehrerer der einwirkenden Umstände muss auch die Grösse des Gletschers sich ändern. Die klimatischen Faktoren, welche den Stand des Gletschers bedingen, äussern sich in Ernährung und Abschmelzung. Vermehrung der Ernährung wie Verminderung der Abschmelzung muss den Gletscher zum Wachsen, das Umgekehrte muss ihn zum Schwinden bringen. Die Bewegung in einer gegebenen Thalrinne ist erst sekundär beeinflusst und zwar nimmt sie mit wachsendem Gletscher wie beim wachsenden Strome zu, mit schwindendem Gletscher ab. Weil die Geschwindigkeitszunahme auf das Gletscherende in gleichem Sinne, d. h. vorschiebend wirkt, wie ihre beiden möglichen Ursachen, die Ernährungszunahme und die Abschmelzungsabnahme, so wird unter solchen Verhältnissen ein verhältnismässig rasches und starkes Vorstossen des Endes, unter umgekehrten Umständen ein relativ rasches Rückweichen desselben eintreten müssen. Wir haben es hier mit einer Anhäufung der primären und sekundären Wirkungen, einer Kumulation der ursprünglichen klimatischen Ursachen und ihrer zur zweiten Ursache werdenden Folgen (Geschwindigkeit) zu thun. Schon diese theoretische Betrachtung lässt schliessen, dass die Schwankungen im Gletscherstand verhältnismässig zu den sie erzeugenden klimatischen Schwankungen sehr bedeutend sein müssen.

Im Sommer herrschen bei Normalzustand des Gletschers die aufzehrenden Momente vor, im Winter werden die letztern in stärkerm Masse reduziert als die Geschwindigkeit. Deshalb ist der Gletscher im Frühling am stärksten, im Herbst am kleinsten. Gute Messungen über diese jährliche normale Grössenschwankung fehlen, weil meist Schwankungen nach längern mehrjährigen Perioden so stark sind, dass sie die jährliche Periode verdecken. Immerhin können wir sagen, dass bei von Jahr zu Jahr unverändertem Gletscherstande in den Alpen die Dickenschwankungen nach der Jahreszeit, nahe am Gletscherende gemessen, 3 bis 5 m, die Längenschwankung je nach der Steilheit der Gletscherstirn einige bis zu 10 m betragen kann.

Weit grossartiger und auffallender sind die Schwankungen des Gletscherstandes in längern Perioden. Während 5, 10, 20 oder gar 30 Jahren sehen wir ohne augenscheinliche Ursache einen Gletscher zunehmen an Länge, Dicke und Breite; er überschreitet seine Grenzen, stösst seine alten Moränen vor sich her, greift hochstämmigen alten Wald an, zertrümmert menschliche Gebäude und bedeckt als steiler, hoher Eiswall nicht nur 10 oder 15, manchmal 60, 70 und noch mehr Meter jährlich vorschreitend die Weidegründe. Nachher, wiederum ohne augenfällige Ursache, hält er ein, fängt an abzuschwinden; sein Endabsturz, die Gletscherstirn, wird flacher; die hochangeschwollene Gletscheroberfläche sinkt ein; das Ende schmilzt mehr ab als es nachrückt, es weicht zurück, stets rascher, wiederum während 10, 20 oder noch mehr Jahren, jährlich um viele Meter, schliesslich im ganzen um hunderte von Metern, um mehr als 1 km, so dass man denken sollte, der ganze Gletscher werde bald aufgezehrt sein. Dann aber nimmt das Schwinden ein Ende und es beginnt abermals eine Zunahme. Die Zeiten des Stillstandes, d. h. des Gleichgewichtes, sind meist nur kurze Zwischenräume.

Unsere folgende Darstellung stützt sich ausser auf die ältern Beobachtungen von Venetz, Placidus a Spescha, Charpentier, Agassiz, Schlagintweit, Stotter, Arn. Escher etc. auf die neuern Arbeiten von Richter, Frey, Schwalbe, Simony, Sonklar, Seeland in den Ostalpen; A. Stoppani in Italien; Gruner, Grad, Schrader, Trutat in Frankreich; A. Favre, F. v. Salis, Ch. Dufour, Rh. Verm. in der Schweiz, und im besondern auf die Zusammenstellungen und Untersuchungen von H. Fritz (Petermanns Mitteil. 1878, X. 381) und die grundlegenden Untersuchungen von F. A. Forel (Jahrbuch des Schweizer Alpenklubs 1882 und 1883. Archives des Sciences Genève 1881 etc.), welch letzterm wir uns hier am nächsten anschliessen.

B. Die Erscheinungen der Gletscherschwankung.

Die Erscheinungen der Schwankung, soweit sie bis jetzt festgestellt sind, bekunden folgende Gesetze:

1. (Forel) Die Perioden der Abnahme und Zunahme haben, wenn sie bedeutend sind, die Dauer einer ganzen Reihe von Jahren (5 bis 30 und mehr), und innerhalb einer solchen Periode kommt ein Stillstand oder ein Jahr umgekehrter Veränderung bei grossen Gletschern gar nicht, bei kleinern nur selten vor. In der Rückzugsperiode der Alpengletscher von 1850 bis über 1880 haben z. B. die kalten und schneereichen Jahre 1866 und 1867 keine Unterbrechung verursacht, ebensowenig 1872, und bei den meisten Gletschern ist auch das nasse Jahr 1882 scheinbar wirkungslos vorübergegangen. Kleinere Gletscher sind veränderlicher. Im ganzen folgen auch sie den Perioden der grossen, allein innerhalb dieser Perioden können sie hie und da Abweichungen ergeben. Stand und Veränderung der grossen Gletscher ist offenbar bedingt durch die Summation einer ganzen Menge klimatischer Faktoren über eine längere Reihe von Jahren, Stand und Veränderung der kleinen Gletscher durch die gleiche Wirkung schon kürzerer Perioden. Die grossen Gletscher sind trägere, nach längern Zeiten messende Klimatometer, die kleinen sind sanguinischeren Temperamentes. Leider haben wir über die Hängegletscher nur sehr ungenügende Beobachtungen.

Dafür, dass bei grössern Gletschern die Perioden ununterbrochen langjährig sind, lassen sich schon zahlreiche messend beobachtete Beispiele anführen:

Der Rhonegletscher hatte 1856 einen Maximalstand erreicht, 1857 begann er das Schwinden. Dasselbe dauerte ohne Unterbruch fort bis heute und wird vielleicht noch länger anhalten. Im Mittel ist sein Ende jahrlich anfangs 23 m (Forel und Dufour), später bis 70 m per Jahr (Rh. Verm.) und im ganzen von 1856 bis 1880 um 854 m zurückgegangen, und während dieser 27 Jahre niemals

stillgestanden, niemals vorgerückt. So finden wir denn auch zwischen der Endmoräne von 1856 und dem jetzigen Gletscherende keine Endmoräne mehr.

Der Hüfigletscher, welcher schon 1850 seinen Rückzug begann, hat denselben ohne Unterbruch bis heute, also schon während 34 Jahren fortgesetzt und ist dabei manchmal sogar im Winter um bedeutende Beträge zurückgeschwunden; im ganzen beträgt der Rücktritt 1850 bis 1883 etwa 750 m.

Das Mer de Glace (Mont Blanc) hatte 1854 ein Maximum erreicht, welches nahe gleich demjenigen von 1826 war. Das Gletscherende stand sodann (nach Venance Payot von Chamounix)

im	Jahre	1856	um	200	m	hinter	der	Moräne	1826	zurück
„	„	1866	„	388	„	„	„	„	„	„
„	„	1868	„	511	„	„	„	„	„	„
„	„	1878	„	1268	„	„	„	„	„	„
„	„	1880	„	1250	„	„	„	„	„	„

Mittlerer jährlicher Rückzug 1866 bis 1878 = 73 m. 1879 auf 1880 folgt Stillstand und seither langsames Vorrücken.

Dass in der Periode des Schwindens von 1850 bis 1880 kein Stillstand und keine Unterbrechung durch Vorrücken vorgekommen ist, folgt schon aus dem absoluten Mangel jeder Moräne zwischen derjenigen von 1850 und dem jetzigen Gletscherende.

Als umgekehrt 1830 bis 1837 die Gletscher der Westalpen ziemlich allgemein im Vorrücken begriffen waren, vermochte das heisse Jahr 1834 darin keine Veränderung zu erzeugen.

Von 1855 bis 1881 sind der Rosegggletscher (Bernina) und der Morteratschgletscher im Durchschnitt mit ihrem Ende jährlich um 12 m zurückgewichen — anfangs langsamer, später schneller, niemals aber sind sie in dieser Zeit stillegestanden, niemals vorgerückt (Ing. Albertini, Präsid. Saratz).

Gerade so wie die letzten Perioden verhielten sich, soweit hierüber Berichte vorhanden sind, auch die frühern. Das vollständigste Beispiel derart gibt uns der Unter-

grindelwaldgletscher. (Pfarrbuch von Grindelwald, G. Studer, Jahrbuch des Schweizer Alpenklubs 1880.)

Derselbe zeigte:

1540 bis 1575 starkes, stetiges Schwinden.

1575 bis 1602 starkes Wachsen; der Gletscher zerstört Weiden, die Petronellenkapelle, Heugaden und Sennhütten und staut die schwarze Lütschine.

1602 bis 1620 bleibt der Gletscher weit vorgerückt stehen.

1665 bis 1680 Schwinden.

1703 auf Maximum angewachsen.

1720 ein kleinster Stand.

1743 ein grösster Stand.

1748 ein kleinster Stand.

1770 bis 1778 Vorrücken.

1819 starkes Vorrücken, doch ohne die alten Moränen von 1602 zu erreichen.

1840 Vorrücken.

1855 bis 1880 Schwinden.

2. Es besteht eine Tendenz dahin, dass alle Gletscher der Alpen gleichzeitig in gleichem Sinne sich verändern (Forel). So rückten 1815 bis 1818, ebenso 1848 bis 1850 alle Gletscher der Alpen vor, 1822 bis 1825 und 1875 bis 1880 zogen sich fast ausnahmslos gleichzeitig alle Gletscher der Alpen zurück.

3. Indessen finden wir fast niemals absolute Einheit in der Veränderung, es gibt einzelne Ausnahmen (Forel). Gleichzeitig finden wir einzelne Gletscher in der der Allgemeinheit widersprechenden Schwankung. Während z. B. 1870 alle übrigen Alpengletscher, soweit Beobachtungen vorhanden sind, sich zurückzogen, und viele derselben schon seit 10 bis 20 Jahren im Rückzug begriffen waren, stiess der Unteraargletscher eine alte Moräne vor sich her thalwärts. Während 1880 die grosse Mehrheit der Gletscher, und selbst der Unteraargletscher im Rückzug begriffen waren, rückten der Glacier de Bosson und der Glacier du Trient schon seit einigen Jahren vor. So kann es vorkommen, dass selbst

benachbarte Gletscher zeitweise verschiedene Bewegungen zeigen, wie 1883, da der Glacier des Grands (Mont Blanc) noch zurückweicht, der Glacier du Trient, sein Nachbar, schon wieder vorschreitet.

Diese Ausnahmen von der Regel treten in ein anderes Licht, sobald wir die ganze Geschichte der betreffenden Gletscher studieren. Wir sehen dann, dass auch sie der allgemeinen Schwankung im grossen ganzen folgen, dass aber die einen ihre Schwankungen um einige Jahre verspätet antreten, andere um einige Jahre verfrüht im Vergleich zur Mehrheit, und dann in dieser Zeit als Ausnahme von der Regel erscheinen.

In den Uebergangszeiten von Schwinden zu Wachsen oder umgekehrt kommen die meisten Ungleichheiten vor, später folgt mehr und mehr Gleichheit in der Schwankung. So hat, um die obigen Beispiele in dieser Richtung wieder aufzunehmen, der Unteraargletscher 1871 den Rückzug angetreten; er war darin bloss um etwa 20 Jahre verspätet, ebenso wie auch 1846, bis zu welchem Jahre er die von anderen Gletschern 1820 bis 1825 beendigte Periode des Wachsens fortgesetzt hatte. Die Gletscher von Bosson und Trient haben erst dem allgemeinen Rückzug lange Zeit gefolgt, bevor sie zu Ende der 70er Jahre verfrüht zu wachsen begannen.

Das grosse Vorstossen der Gletscher von 1818 hatte z. B. schon in diesem Jahre beim Suldnergletscher (Orteler) sein Maximum erreicht, während der zu ebenso bedeutenden Schwankungen geneigte Vernagtgletscher (Oetzthal) noch in tiefer Ebbe schlummerte, erst 1820 zu raschem Vorrücken sich aufraffte und gegenüber dem Suldnergletscher um vier Jahre später, 1822, sein Maximum erlangte. Bei einem spätern Wachstum begann hingegen der Vernagtgletscher schon 1845 ein gewaltiges Vorschieben mit einem Vorrücken von etwa 60 000 000 m^3 Eis, während der Suldnergletscher erst 1846 sich in bescheidenem Masse vergrösserte.

4. Aus den bisherigen Beobachtungen scheint hervorzugehen, dass unter sonst gleichen Umständen die steilen

und die kleinern Gletscher ihre Schwankungen verfrüht, die sehr grossen und diejenigen von flacher Böschung hingegen verspätet antreten (Heim).

So haben z. B. die grosse Rückzugsperiode 1850 bis 1885 verschiedene Gletscher in folgenden Jahren angetreten:

Hüfigletscher	1850
Bifertengletscher	1852
Glacier des Bossons	1854
Obergrindelwaldgletscher	1855
Mer de Glace	1854
Rhonegletscher	1857
Aletschgletscher	1860
Gornergletscher	1867
Unteraargletscher	1871

Der Unteraargletscher war wahrscheinlich der letzte. („Turtmanngletscher 1872“ scheint nicht sicher zu sein.)

Die ersten der vier genannten sind alle steile kleinere Gletscher erster Ordnung. Der Glacier des Bossons kann sogar als grösserer Hängegletscher gelten. Das Mer de Glace verhält sich trotz seiner grossen Dimensionen ähnlich, vielleicht wegen der Steilheit der untern Teile, und im allgemeinen weit über mittlere Geschwindigkeit der Bewegung. Die letztern vier gehören zu den grössern und grössten, der Unteraargletscher überdies zu denjenigen von flachestem Untergrund.

Während jetzt Rhone-, Aletsch-, Gorner-, Unteraargletscher, die Gletscher der Berninagruppe und der Ostalpen noch in vollem Rückzuge begriffen sind, hat sich das Schwinden in Wachsen umgewandelt, z. B. bei:

Glacier des Bossons 1875 }
Glacier de Brenva 1878 } (Mt. Blanc)
Glacier de Zigiorenove 1878 oder 1879 (Wallis)
Mer de Glace 1879 }
Glacier de Trient 1879 } (Mt. Blanc)
Obergrindelwaldgletscher 1881
Glacier d'Argentière 1881 }
Glacier du Tour 1881 } (Mt. Blanc)

Untergrindelwaldgletscher 1882
Ghiacciajo del Forno 1884 (Maloja).

Im ganzen sind gegenwärtig, 1884, 12 vorrückende Gletscher bekannt. Zu denselben gehören schon fast alle Gletscher der Mt. Blanc-Gruppe und des Pelvoux, ferner mehrere Gletscher der Walliseralpen. Das Wachsen scheint von West nach Ost überhand nehmen zu wollen. 1880 ist der Rückgang in Graubündten fast am stärksten, da im Westen bereits das Vorrücken begonnen hat.

Es steht zu erwarten, dass von Jahr zu Jahr einige weitere Gletscher ins Wachsen kommen und nach einer Reihe von Jahren das Wachsen allgemein wird.

Auch beim Uebergang des Schwindens in Wachsen stehen, wie obige Zahlen zeigen, wiederum die steilen kleinern Gletscher und von den grössern diejenigen mit gedrängtestem Querschnitt und grösster Geschwindigkeit voran in der Reihe.

Wenn Forel neuestens (Jahrbuch des Schweizer Alpenklubs 1884) vermutet, dass die Gletscher der gleichen Gruppen, und besonders die direkt benachbarten oder im Firnfeld zusammenhängenden, gleichzeitig sich gleichartig verändern, so glaube ich nach den bisher dafür zu nennenden Beispielen, dass die wirkliche Ursache der angeführten Fälle, die Aehnlichkeit, in der orographischen Gestaltung zu suchen ist. Wo dieselbe fehlt, finden wir leicht Beispiele von benachbarten Gletschern oder Gletschern gleicher Gruppe, die sich eine Reihe von Jahren entgegengesetzt verhalten (Grindelwald und Unteraargletscher — oder Glacier des Grands und Glacier de Trient). Allerdings spielt wohl die allgemeine Verteilung der Witterungsverhältnisse mit, wenn jetzt die Westalpen mit dem Vorrücken der Gletscher beginnen.

Im allgemeinen hat die grosse Rückzugsperiode 1850 bis 1855 begonnen und geht jetzt 1880 bis 1885 ihrem Ende entgegen. Von 1871 bis 1875 gibt es *keine einzige* Ausnahme, alle Gletscher der Alpen sind im Rückzuge begriffen.

5. Nach den bisherigen Notizen scheint es, dass der Gletscher, welcher in einer bestimmten Periode verspätet zu wachsen beginnt, auch in der Regel verspätet zu schwinden anfängt (z. B. Unteraargletscher), und diejenigen, welche voreilig zunehmen, auch voreilig abnehmen (z. B. Glacier des Bossons). Die Verschiebung der Perioden muss somit in den lokalen individuellen Verhältnissen des Gletschers begründet sein (Heim). Weitere Prüfung ist notwendig.

Der Betrag der Verspätung ist aber selbst bei ein und demselben Gletscher nicht immer der gleiche. So z. B. ist das allgemeine Maximum von 1818 vom Mer de Glace erst 1827 erreicht worden, das Maximum der 50er Jahre erlangte aber derselbe Gletscher relativ früh, 1854. Das nachfolgende Minimum und die Umkehr desselben in neues Wachsen traten früher ein als bei der Mehrzahl der Gletscher. Weitere Prüfung ist notwendig.

6. Selbstverständlich ist die Schwankung der Gletscher nicht bloss eine solche in der Länge, sondern ebenso in der Breite und Dicke, also überhaupt in der Oberfläche und im Volumen (Forel). Jedem Rücktreten des Endes entspricht eine bestimmte Abnahme der Eisdicke und, je nach der Thalform, auch der Breite des Eisstromes. Die Seitenmoränen bleiben beim Schwinden ebenso vom Eise verlassen liegen wie die Endmoränen, beim Wachsen werden sie wie diese weiter hinausgeschoben.

Bei der Rückzugsperiode 1850 bis 1880 z. B. war (Rh. Verm.) der Eisrücken des Rhonegletschers unterhalb des Sturzes im Jahre 1880 um 112 bis 137 m unter die alte Randmoräne von 1856 gesunken, oberhalb des Sturzes hingegen betrug im gleichen Zeitraum die Einsenkung der Eisfläche nur ca. 30 m. Von 1856 bis 1880 hat der Rhonegletscher im ganzen fast vollständig 2 km^2 an Oberfläche, was etwa 8% der ganzen Oberfläche von 1866 ausmacht und 175 000 000 m^3, d. i. ca. 7 000 000 m^3 jährlich an Inhalt verloren.

Der Obersulzbachgletscher (Tauern) ist nach E. Richter mit seinem Ende 1850 bis 1880 um ca. 500 m, das ist 9 % der ganzen Länge des Gletschers, zurückgewichen und hat in dieser Zeit eine früher vergletscherte Bodenfläche von 501 787 m² blossgelegt. Der Eisrücken liegt am höchsten Punkt meistens 30 bis 50 m unter den Randmoränen von 1850 und die mittlere Dickenabnahme beträgt 50 bis 80, stellenweise 100 m, der Volumenverlust in diesen 30 Jahren 60 000 000 m³, per Jahr im Mittel 2 000 000 m³. Diese 60 000 000 m³ betragen aber ein volles Fünftel der früher im Sulzbachgletscher (Eisstrom) umgesetzten Eismasse, er ist um ein Fünftel kleiner geworden.

Nach M. F. Seeland ist der Pasterzengletscher 1856 bis 1883 im ganzen um 328 000 000 m³, das ist jährlich 12 000 000 m³, zusammengeschwunden.

Nach meinen Messungen (Unters. Mechan. d. Geb. Bd. I, S. 255) hat der Hüfigletscher von 1824, welcher Stand 1850 wieder fast erreicht war, bis 1875 etwa 80 000 000 m³, seither bis 1884 wenigstens noch einmal so viel Eis verloren.

Der Unteraargletscher ist allerdings von 1871 bis 1880 nur um ca. 60 bis 80 m an seinem untern Ende zurückgewichen (Forel), allein 4 ½ km oberhalb des Gletscherendes beim Pavillon Dollfuss beträgt die Dickenabnahme 47 m (Ing. Fr. Becker), welcher Betrag über einem bedeutenden Teil der Fläche eine enorme Volumenabnahme ergibt.

Kleinere Hängegletscher sind in Perioden des Wachstums vielfach neu entstanden, in solchen des Schwindens in ihrem ganzen Volumen aufgezehrt worden. So ist der kleine Gletscher an der Nordseite des Piz Surlei im Oberengadin im Jahre 1883 vollständig verschwunden (Lehrer Caviezel von Sils).

Die Originalmesstischblätter zur schweizerischen Karte sind 1839 bis 1860 im Massstab 1 : 50 000 aufgenommen worden. Eine genaue Revision derselben hat sodann 1871 bis 1880 stattgefunden. Aus dem Vergleich beider Aufnahmen, die für das Wallis ziemlich voll-

ständig durchgeführt sind, ergibt sich im Verlaufe von im Mittel 27 Jahren, welche zur grossen Rückzugsperiode 1850 bis 1880 gehören, im ganzen eine Verminderung der Schnee- und Eisflächen, in der Horizontalprojektion gemessen, von 54 km^2, also eine sehr bedeutende Fläche. Da im Jahre 1866 die gesamten Eis- und Schneeflächen des Rhonebassins bis zum Genfersee auf 1037 km^2 bestimmt worden sind, beträgt das Schwinden im ganzen in dem genannten Zeitraum über $^1/_{20}$ der Fläche.

Richter hebt hervor, dass man wohl schneller zu klaren Resultaten gelangen würde, wenn man bei den Schwankungen stets mehr das Volumen anstatt den Stand des untern Endes ins Auge fassen würde. Dies ist gewiss zutreffend, allein das erstere ist mühsam und nur ungefähr, das letztere leicht und exakt zu messen.

7. Dass Schwinden wie Wachsen sich zuerst im obern Teile des Gletschers zeigen und erst allmählich abwärts und am Ende fühlbar werden, ist sehr wahrscheinlich und durch die Messungen der letzten Jahre am Rhonegletscher bestätigt (am Gletscherende noch starke Abnahme, bei dem obersten Profil schon schwache Zunahme).

Arnold Escher sah 1841 den Aletschgletscher in den obern Teilen zurückweichen, am Ende aber bedeutend vorrücken. Schon in den Jahren 1872 bis 1880 wurde ziemlich allgemein eine bedeutende Zunahme des Schnees in der obern Firnregion beobachtet, eine Reihe von Jahren bevor die ersten Berichte über Vorrücken der Gletscherenden einlangten.

Wir entbehren bisher aber aller bestimmten Angaben über den Zeitunterschied, mit welchem die Schwankungen im obern und untern Teile verschiedener Gletscher eintreten.

8. Jedem, welcher die äussersten Ufermoränen der Gletscher aus den Jahren 1818 oder 1850 in ihrer Höhe mit der jetzigen Gletscheroberfläche vergleicht, fällt auf, dass die Verschiedenheit des frühern und des

jetzigen Standes oben viel geringer war als unten. Alle vorhandenen Messungen und vollständigern Beschreibungen über das Wachstum 1818 und 1850 wie über den grossen letzten Rückzug beweisen das Gleiche. Seeland führt z. B. an, dass von 1856 bis 1883 die Oberfläche des Pasterzengletschers in 4 vom Ende bis 4 km aufwärts verteilten Profilen um die Beträge 90 m, 70 m, 56 m und 28 m eingesunken ist. Weitere Belege führt Forel an und fasst diese Beobachtungen in den Satz zusammen: „Die Schwankungen im Gletscherstande steigern sich („s'exagèrent“) im Laufe des Gletschers.“ Sie sind unten viel grösser, als weiter oben.

9. Wenn wir die sämtlichen vorhandenen und gesammelten Berichte über den Stand der Alpengletscher in einer Tabelle zusammenstellen (Fritz), so ergibt dieselbe folgende Hauptresultate ganz übereinstimmend für die verschiedenen Teile der Alpen:

Hauptvorrücken	Hauptschwinden
1595 bis 1610	— —
1677 „ 1681	— —
1710 „ 1716	— —
— —	1750 bis 1767
1760 „ 1786	— —
— —	1800 „ 1812
1811 „ 1822	— —
— —	1822 „ 1844
1840 „ 1850 oder 1855	— —
— —	1855 „ 1880

In solchen Hauptperioden des Vorrückens wie des Schwindens beträgt die gesamte Längenveränderung eines Gletschers meist zwischen einigen 100 m bis zu 1500 oder sogar bis 2000 m.

Die allgemeinen bedeutenden Maxima und Minima der Gletscher in Tirol, in den Centralalpen und in der Mt. Blanc-Gruppe weichen im Mittel gar nicht, oder nur um wenige Jahre voneinander ab, hingegen finden wir grössere Differenzen in der vergleichsweisen Intensität verschiedener Maxima oder Minima. So sind in den hohen

Tauern die Gletscher 1850 noch grösser als 1818 geworden, während in den Central- und Westalpen die grösste Gletscherausdehnung in historischer Zeit vorwiegend auf 1818 fällt und das Maximum von 1850 bis 1856 merklich dahinter zurückbleibt. Ferner finden wir kleinere Schwankungen nicht durch das ganze Gebiet der Alpen gleichartig ausgeprägt. So z. B. rückten 1826 bis 1830 zahlreiche schweizerische Gletscher vor, während die tirolischen stillestanden.

Es würde den Rahmen dieser Arbeit überschreiten, wollten wir eine Anzahl von Beispielen für diese Schwankungen geben. Der Leser findet dieselben in grosser Auswahl in den genannten Publikationen.

10. Es zeigt sich, dass sehr oft die Perioden des Vorrückens kürzer andauern, als diejenigen des Rückzuges (Richter), und

11. dass in den Perioden des Vorrückens die fliessende Bewegung des Eisstromes sehr wesentlich grösser ist, als in den Perioden des Rückganges (Forel, Richter, Heim).

Die Geschwindigkeit der Gletscher scheint in solchen Perioden wesentlich zu schwanken. Leider fehlen noch ausreichende Beobachtungen, um zu entscheiden, in welchem Masse dies allgemein eintrifft.

Der Suldnergletscher in der Ortelergruppe (nach Sonklar) begann 1815 ein Vorrücken, 1817 stiess er in Eislawinen über eine Thalwand, die Legerwand, hinaus, 1818 hatte er die Wand ganz in zerrissenes zackiges Eis gehüllt und reichte in dem flachen Thalboden bis 1328 m unterhalb dieselbe hinab. Vom 14. April 1817 bis Sommer 1818, in 16 Monaten, hat der Suldnergletscher etwa 35 000 000 m^3 Eis über die Legerwand vorgeschoben. Schon im Spätherbst 1818 wurde das Vorrücken sehr gering, im folgenden Jahre gewann die Abschmelzung die Oberhand und der Gletscher schwand während voller 28 Jahre zusammen. 1846 stiess er abermals Eislawinen über die Legerwand, doch kam es nicht zur Bildung eines

regenerierten Gletschers unter derselben. Nun folgte wieder Rückweichen, bis 1856 der Suldnergletscher einen zweiten stärkeren Ausbruch in diesem Jahrhundert lieferte. In 3 Monaten rückte nun sein Ende um 190 m vor und die mittlere tägliche Geschwindigkeit stieg über 2 m, eine Geschwindigkeit, die unter gewöhnlichen Verhältnissen selbst bei den grössten Gletschern der Alpen nicht beobachtet wird.

Der Devdorakigletscher im Kaukasus hatte 1863 eine tägliche Geschwindigkeit von 0,20 m. 1867 während einer gewaltigen Wachstumsperiode stieg dieser Betrag auf 0,94 m per Tag (Abich).

Der Vernagtgletscher, welcher in gewöhnlichen Zeiten höchstens $^1/_3$ m per 24 Stunden sich bewegt, stieg (Schlagintweit) im Mai 1845, da er in starkem Wachsen begriffen war, auf 4,23, im Juni desselben Jahres auf die für Alpengletscher unerhörte Schnelligkeit von nahezu 10 m in 24 Stunden an. Ueber die damit verbundenen periodischen Seebildungen und Seeentleerungen haben wir schon S. 67 berichtet. Stets war bei diesen Schwankungen das Vorrücken kurz andauernd, aber überraschend schnell; es vollzog sich in 1 bis 3 Jahren. Das Zurückschwinden aber war lang andauernd und langsam, es erstreckt sich durch Decennien.

Die allgemeine Wachstumsperiode der alpinen Gletscher von 1812 bis 1818 war kurz im Vergleich zu der Zeit nachfolgenden Schwindens, und ebenso dauerte das Wachsen bei der Mehrzahl alpiner Gletscher vor dem Maximum von 1850 bis 1856 kaum 10 Jahre, das nachfolgende Schwinden über 30 Jahre. Die Messungen so bedeutender Geschwindigkeiten am Mer de Glace durch Forbes bis zu über 300 m im Jahre fallen in eine Periode des Wachstums. In der jetzt ihrem Ende nahen grossen Rückzugsperiode finden wir fast durchweg an den Enden der Gletscher sehr geringe, stark verzögerte Bewegungen. Manche abschmelzende scherbenförmige Gletscherenden stehen fast stille. Die innere Abschmelzung und Kompressibilität vermögen den Betrag des Nachschubes grösstenteils aufzuzehren. Durch Abschmelzung völlig ab-

getrennt von den geschwundenen Gletschern, mit Schutt bedeckt, finden sich häufig im Gebiete der seit 10 oder 20 Jahren verlassenen Gletscherboden alte gänzlich stillestehende Eisreste („tote Gletscher") in langsamer Schmelzung begriffen.

Im August 1884 hat Forel auf dem Unteraargletscher den auf der grossen Mittelmoräne von Agassiz mit Nr. 2 bezeichneten Felsblock wieder aufgefunden. Er lag 2400 m thalwärts von der 1840 von Agassiz bezeichneten Stelle, was einer mittlern jährlichen Bewegung von bloss 55 m entspricht. Agassiz, dessen Messungen in eine Periode des Wachsens gefallen waren, hatte auf jener Region 1840 bis 1846 73 m mittlere jährliche Bewegung gefunden. Später muss also in der Periode des Schwindens für eine Reihe von Jahren die Bewegung unter 55 m gesunken sein (Forel).

Ueber die Geschwindigkeitsänderung je nach Wachsen oder Schwinden des Gletschers erwarten wir von der fortgesetzten Rhonegletschervermessung wichtige Aufschlüsse.

Sicherlich hat die Konfiguration des Untergrundes hier wesentlich mitzusprechen. So heftiges Vorrücken wie Vernagt- und Suldnergletscher, Devdoraki und einige andere dürfen wir nicht allgemein erwarten, wohl aber scheint allgemein zu gelten, dass die fliessende Bewegung in Wachstumsperioden wesentlich zunimmt, ferner dass das Wachsen sich rascher vollzieht als das Schwinden.

12. Schwankungen im Laufe mehrerer Jahrhunderte (Venetz, Charpentier etc.). Gehen wir hinter unser Jahrhundert zurück, so treffen wir auf eine Menge von Zeugnissen dafür, dass im Mittelalter die Gletscher der Alpen durchweg eine bedeutend geringere Ausdehnung gehabt haben als selbst jetzt nach einer so auffallend grossen Periode des Schwindens. Es scheint somit, dass die vielfachen Schwankungen im Verlaufe einiger Jahrhunderte selbst wieder einer grössern Periode untergeordnet sind. Ob-

schon manche Berichte uns lehren, dass im 15., 16., 17. und 18. Jahrhundert manchmal die Gletscher vorrückten, manchmal aber auch zurückwichen, haben wir doch Beweise die Menge, dass sie seit Jahrhunderten, überhaupt in historischer Zeit, niemals die gewaltige Ausdehnung von 1818 oder von 1850 erreicht hatten. Wir können nach sorgfältiger Würdigung aller sicher festgestellten Thatsachen Whitney nicht beistimmen, wenn er annimmt, die Gletscher seien seit der „Eiszeit“ niemals kleiner gewesen als heute. Pater Placidus a Spescha, Gruner, Schlagintweit, Collomb, Hugi und andere, besonders Venetz, haben zahlreiche Beweise für den kleinern Stand der Gletscher vor einigen Jahrhunderten gesammelt.

Wir lassen einige dieser Beweise folgen: 1849 griff der Aletschgletscher an seinem linken Ufer, der Fieschergletscher, der Zmuttgletscher, der Findelengletscher an ihrem Ende und 1818 der Brenvagletscher, ebenfalls an seinem Ende, alte Waldungen an, welche Stämme von 200 bis 300 Jahren aufwiesen. Vor 1850 ergriffen und zerstörten der Aletschgletscher an seiner rechten Seite, der Gornergletscher an seiner Stirn Gruppen alter Häuser, die sich ewig vor dem Gletscher sicher fühlten. Erst vor etwa 180 Jahren ist der Gurglergletscher im Oetzthale so sehr bleibend vorgedrungen, um aus der frühern Rossalpe den Langthalersee zu bilden und fortan nahezu doppelt so lang wie früher zu bleiben. Manche kleine Gletscher sind im Laufe der letzten Jahrhunderte neu entstanden. Dahin zählt der Rotelchgletscher am Simplon (Venetz), der Galenhorngletscher im Saasthal, seit 1811 gebildet, der jüngere Thaleitgletscher (Schlagintweit) und andere mehr. Zerstörung fruchtbarer Weidegründe, Verschüttung ihrer Hütten, Unterbrechung von Passwegen durch Gletscher mehrten sich seit dem Mittelalter.

Einige Beispiele derart sind:

1760 rückte der Hüfigletscher sehr stark vor. Er zerstörte dadurch drei „Alpenstaffeln“ (Weidestufen). Von denselben ist, freilich mit Grundmoräne überschüttet, die unterste durch den grossen Rückzug 1850 bis 1880 wieder entblösst worden, aber trotz der Aufsehen er-

regenden Gletscherebbe in der Gegenwart liegen die beiden obern Alpstaffeln seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts immer noch unter dem Eise vergraben.

„Ehemals soll der Uebergang von Courmayeur hinüber nach Chamounix (Col du géant) häufig gemacht worden sein, seit 1781 ist derselbe mehr und mehr zur schwierigen Gletscherreise geworden (Forbes)."

„In alter Zeit verkehrte die Gemeinde Bagnes im Wallis über Cermontana und Col de fenêtre mit dem Piemont: jetzt bietet der Glacier du Mont Durand den Maultieren ein unübersteigliches Hindernis dar."

„Es finden sich Akten eines Prozesses zwischen den Gemeinden Bagnes und Liddes im Wallis über einen Hochwald, an dessen Stelle längst mächtiger Gletscher alle Verbindung unterbricht."

„Die Verbindung von Zermatt hinter der Dentblanche durch (Col d'Hérens) ins Eringerthal war ehemals selbst für ganze Prozessionen gangbar. Jetzt gehört sie zu denjenigen Alpenübergängen, die nur von guten Berggängern mit Führern, Seil und Beil überschritten werden können."

„Ein gepflasterter Saumweg ging von Gruben und Meiden im Turtmannthal ins Nikolaithal hinüber. Ein Teil desselben ist vergletschert, nur Jäger gehen noch durch."

„Vielbegangene, ebenfalls gepflasterte Saumwege setzten im Mittelalter und noch 1515 Anzasca und Antrona über den Monte Moro mit Saas (Wallis) in Verbindung. Zu Anfang des vorigen Jahrhunderts wurde wegen Vergletscherung deren Unterhalt unmöglich."

„Vom Lötschthal im Wallis ging im Mittelalter ein Saumweg, von dem noch Spuren gefunden werden, nach Gaster (Berner Oberland) hinüber. Ein Teil desselben wurde später mit Gletscher bedeckt. Der für Gebirgsungewohnte, recht schwierige jetzige Fusssteig weicht oben dem Gletscher aus und überschreitet denselben in seinem untern Teile."

„Die Protestanten des Oberwallis standen noch 1550 bis 1600 durch einen Saumweg mit ihren Glaubens-

genossen in Grindelwald in Verbindung und brachten ihre Kinder laut den alten Pfarrbüchern von Grindelwald dorthin zur Taufe. An den Enden des Passes standen Petronellenkapellen, die mit dem Weg von den Gletschern verschlungen worden sind. Der Grindelwaldgletscher stiess einst die Kapellenglocke aus. In der jetzigen Rückzugsperiode sind einzelne Wegstücke wieder erschienen, aber der Pass selbst gehört noch zu den schwierigsten Gletscherübergängen."

Nach der Chronik von Galtür im Patznaunerthal ging früher ein fahrbarer Weg von der Vermuntalpe über den Vermuntpass nach Guarda im Engadin. Im Jahre 1622 wurde derselbe von den Graubündtnern zerstört, um den österreichischen Truppen das Ueberschreiten des Passes zu erschweren. Wie es in der Chronik heisst, hätten sich die Bündtner diese Mühe ersparen können, da bald darauf der Pass und Weg vergletschert wurde; gegenwärtig erstreckt sich, wie bekannt, ein etwa 4 km langer Gletscher vom Vermuntpasse gegen die Vermuntalpe zu. Vor Vergletscherung des Passes muss der Verkehr darüber zwischen dem Patznaunerthal und dem Engadin ein sehr starker gewesen sein. Auf dem jetzt von Bächen überströmten „Schweizerboden" soll vor dieser Zeit alljährlich ein sehr stark befahrener Pferde- und Viehmarkt gehalten worden sein. In seiner Nähe stand früher, wie die Chronik sagt, ein grosses, mit Steinplatten bedecktes Wirtshaus, von welchem jetzt noch Trümmer vorhanden sind. Gegenwärtig kann wegen der Gletscher kein Vieh mehr den Pass überschreiten (E. Zöppritz).

„Nach dem Hochjochgletscher (Tirol) hin ging ein Saumpfad, der seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts der Gletscher wegen ungangbar geworden ist (Schlagintweit)."

Schon der griechische Schriftsteller Polybius erzählt von der Ergiebigkeit der Gold- und Silberbergwerke in den hohen Tauern. Noch im Mittelalter waren dieselben in Blüte, bis dann in der Mitte des 16. Jahrhunderts die Erträge sich rasch minderten, weil die Mundlöcher der

obern Gruben vergletscherten (Reissacher, Posepny, Simony). Ein in der Mitte des 15. Jahrhunderts begonnener Antrieb (Bartholomei-Erbstollen am Rauriser Goldberg) war 1570 schon mit 20 m hohem Gletscher bedeckt. Bald vermochte man das Eis nicht mehr zu bewältigen. Im vorigen Jahrhundert lag der Gletscher wohl 100 m und im Jahre 1875 noch ca. 40 m darüber aufgehäuft. Die Trümmer der Werkstätten, Knappenhäuser und die Grubenmundlöcher erschienen teilweise im Jahre 1770 vorübergehend wieder, nachdem sie 200 bis 300 Jahre lang von den Gletschern bedeckt gewesen waren; allein gleich folgte neue Vergletscherung. Erst in den letzten Jahrzehnten sind einzelne der Baue wieder eisfrei geworden, andere liegen auch noch jetzt unter den Gletschern.

An diese und ähnliche, durch objektive Zeugnisse feststellbare Thatsachen reihen sich eine Menge von Sagen von stattgehabten Vergletscherungen mit poetischem oder moralischem Hintergrunde (die Sagen vom Verenelisgärtli, von den verschiedenen Blümlisalpgletschern etc.) aus allen Teilen der Alpen. Dieselben zeigen so viel Uebereinstimmung gerade im wesentlichsten Punkte: Ueberhandnehmen der Gletscher, dass auf eine solche gemeinsame Ursache wohl geschlossen werden darf.

Ob nun die Schwankung vom Mittelalter bis 1850, die in der Summe ein Wachsen war, wiederum bloss eine kurze rückläufige Strecke in der Kurve der gesamten Gletscherabnahme seit der Eiszeit ist oder ob sie einer neuen Eiszeit entgegenführt, ob die Gletscher in den nächsten Jahrhunderten, im nächsten Jahrtausend mehr zu- oder mehr abnehmen werden, ist bis jetzt absolut nicht zu erkennen.

13. Es steht fest, dass die uns bekannten Hauptperioden des Schwindens und Wachsens der Gletscher durch alle Gletschergruppen der Alpen einheitlich aufgetreten sind. Stehen wir hier vor einer nur den Alpen angehörenden oder vor einer noch allgemeinern Naturerscheinung?

Ueber die ausseralpinen Gletscher haben wir bisher nur dürftige Berichte von Schwankungen in der Grösse:

a) Auf der skandinavischen Halbinsel war starkes Vorstossen mit Zerstörung von Feldern und Wohnorten fast allgemein im Gebiete der Justedalsbraeen von 1740 bis über 1747. Ohne wieder stark zurückgewichen zu sein, folgte 1807 neues Vorstossen. Die Firnfelder flossen damals am Plateaurand über und bildeten manche neue kleine Gletscher. Der grosse Gletscher I. Ordnung im Oldenthal ist erst vor 150 Jahren neu entstanden. 1822 und 1845 waren die norwegischen Gletscher wieder zurückgetreten und zwar um 300 bis 1000 m hinter 1807 bis 1812; nur vom Trangedalsbrae und Randalsbrae wird berichtet, dass sie noch 1845 stationär geblieben waren. Das Zurückweichen nach ca. 1820 scheint sich fortgesetzt zu haben bis gegen Ende der 60er Jahre. Von einem Maximum ums Jahr 1850 wie in den Alpen wird aus Norwegen nichts berichtet. Ums Jahr 1868 fand Sèvé die meisten Gletscher Norwegens im Uebergang vom Rückschreiten in das Wachsen, oder ihr Wachstum hatte erst seit ein oder zwei Jahren begonnen. Es schritten vor der Böiumbrae seit 1868, der Suphellabrae seit 1869, der Austerdalbrae seit 1865, der Buerbrae am Folgefond seit 1860, während andere wie der Tunsbergdalsbrae, Svartisen etc. noch im Schwinden verharrten. In den letzten Jahren soll das Schwinden wieder mehr und mehr überhand genommen haben (Nyström), so dass das Vorrücken um 1868 nur als eine untergeordnete und nicht ganz allgemeine Schwankung erscheint. In Lappland haben die meisten Gletscher vor 3 bis 4 Jahren eine Periode des Schwindens beendigt und sind jetzt wieder im Vorschreiten begriffen.

Der Gang der Gletscherschwankungen im skandinavischen Hochgebirge stimmt also mit demjenigen in den Alpen von 1740 bis 1845 fast genau überein. Das Alpengletschermaximum 1850 bis 1856 fehlte dort vielleicht, hingegen stimmt wieder das Schwinden bis zu Beginn der 80er Jahre und die im Norden in den letzten Jahren auftretende Tendenz zum Wachsen. Auch hier haben

die Gletscher seit dem Mittelalter bei allen Schwankungen anscheinend mehr zu- als abgenommen.

b) In den Pyrenäen sind die Gletscher in der Periode 1850 bis 1882 allgemein und sehr stark von jedermann beachtet zurückgegangen. Manche kleinere Gletscher sind vollständig verschwunden (Trutat, Annuaire du club alpin français II). Der Maladettagletscher ist von 1809 bis 1876 mit seinem Ende um 264 m höher hinaufgewichen, was einer sehr starken Verkürzung entspricht. In der Region von Oo findet man an Stelle früher 12 km langer Firnrücken nur noch einzelne kleine Eismassen in den Nischen, getrennt durch kahle Felsen; die Gebirgssättel sind schneefrei geworden.

c) Im Kaukasus schritten 1849 die Gletscher des Baksangebietes wie diejenigen der Alpen vor. Mouchketow berichtet, dass seither die verschiedenen Zuflüsse des Baksangletschers wieder so weit zurückgetreten sind, dass sie seit 1881 sich nicht mehr vereinigen. Schon Abich hat vor wenigen Jahrzehnten den Rücktritt der kaukasischen Gletscher konstatiert und Mouchketow findet das Ende des Baksangletschers 82 m höher und ca. 1000 m zurückgewichen von der Stelle, wo es Abich gesehen hat. Seit 1867 hat der Devdorakigletscher keinen Ausbruch mehr geliefert, er zieht sich zurück wie die anderen. 1879 war der Rückgang nach Schwalbe allgemein und der Beginn der jetzigen Rückgangsperiode scheint etwa auf das Jahr 1860 zu fallen. Das in Skandinavien nicht notierte Alpengletschermaximum von 1850 bis 1856 scheint im Kaukasus um fast die gleiche Zeit (1850 bis 1860) deutlich ausgeprägt.

d) Aus Asien wird von Schlagintweit (Gebiet von Lahol) 1856/57 allgemeiner Rückgang gemeldet. Alle Gletscher standen damals in Innerasien hinter ihren Endmoränen zurück. Für die folgenden Jahrzehnte ist durch die russischen Naturforscher der allgemeine Rückgang der Gletscher in gegenwärtiger Periode und zwar für den Thian-Chan, die Gebiete von Pamir und Alai-tag reichlich konstatiert worden. Im besondern ist der Rückgang nachgewiesen an den Gletschern Isfara, Karakasyk,

Alataou, Tschem-Kent, Terskei-Alataou, Ak-Chierak, Zeravchane. Aus seinen Beobachtungen vom Zeravchane schliesst Mouchketow, dass in einer noch wenig entfernten Epoche dieser Gletscher 52 km länger gewesen, hingegen in jenem Gebiet eine so gewaltige Gletscherausdehnung wie zur Eiszeit in den Alpen nicht vorgekommen sei. 1841 kamen am obern Schayok Gletscherseeentleerungen vor, die auf grossen Gletscherstand in jener gleichen Epoche hindeuten, da in den Alpen der Vernagtgletscher gleiche Thaten verübte. Als Ausnahme vernehmen wir, dass 1869 vom März bis Juni ein Gletscher des Karakorumgebirges einen Reisepfad überschritt und sich an der entgegenstehenden Thalwand staute.

e) In Spitzbergen entstand 1861 bis 1864 (Torell und Nordenskjöld) ein grosser neuer Gletscher, welcher den besten spitzbergischen Hafen am Nordfjord ausfüllte. 1860 rückte an der Mijenbucht ein anscheinend unbedeutender Gletscher vor, überschritt seine gewaltige Endmoräne, die „Russenhöhe“ genannt, füllte den Hafen, der 1858 Torells Station gewesen war, vollständig aus und fing an, gewaltige Treibeismassen abzugeben. An der Ostküste des Nordlandes fand Karlsen gegen Ende der 60er Jahre die zusammenhängende Gletscherfront viele Kilometer weiter in das Meer vorgeschoben als früher. 1870 wichen (Heuglin) die Gletscher der Mohnbai zurück; der Negrigletscher hingegen soll damals das Stossen noch nicht beendigt haben.

Dieser Gang deutet, wenn man den nur spärlichen und wenig kontinuierlichen Beobachtungen solches Gewicht beilegen darf, auf Parallelität mit den Alpen bei cirka 10 Jahren Verzögerung hin. In den letzten Jahren war das Schwinden vorherrschend.

f) Aus Grönland wie aus Spitzbergen, melden Nordenskjöld, die norwegischen und besonders die dänischen Forscher eine Menge Beispiele von Schwinden und nur vereinzelte von Wachsen der Gletscher in der gegenwärtigen Epoche. Bei dem gewaltigen Rückgang einzelner ins Meer stossender Arme des Binneneises ist freilich die Erscheinung nicht ohne weiteres als Schwinden des Glet-

schers aufzufassen, vielleicht können hier die Perioden des Meeres eine vorwaltende Wirkung gewinnen. Der Jakobshavngletscher wich mit seinem in Eisberge abbrechenden Ende (Hammer) von 1850 bis 1879 um 6600 m zurück und hernach bis zum März 1880 wieder um einen Kilometer vor. Gegen Ende August 1882 stand das Ende volle 8 km hinter demjenigen von 1850 zurück. 1878 rückte der Alangordlukgletscher vor, 1876 auch seit kurzer Zeit der Kangerdluarsuakgletscher. Der Frederikshaabgletscher aber blieb stehen. Der Assakakgletscher wich von 1850 auf 1875 um 500 m zurück. Der Sorkakgletscher am Umanakfjord hingegen lag an seinem Ende (Helland) vom Meere zurück in Schutt vergraben. Dann stiess er eine Moräne ins Meer hinaus und endigte als 25 m hohe Eiswand am Meeresufer, von ebenso hoher Moräne umgeben.

Sehr interessante Belege für die vor kurzer Zeit viel grössere Ausdehnung der Gletscher beschreibt aus den letzten Jahren Steenstrup. Ganz unter Schutt begraben und deshalb länger erhalten, fand er zahlreiche abgetrennte Reste alter Gletscher, fossile Gletscher aus einer Eiszeit, „tote“ Gletscher, wie er sie bezeichnend nennt. Solche finden sich selbst ganz abgetrennt von einem bestehenden Firngebiet auf Inseln im Fjorde, der einst vom Eise überwältigt war. Gegenwärtig aber schreiten an einzelnen Stellen wie jetzt auch in den Alpen am Forno- und Trientgletscher lebende Gletscher über die toten hinweg.

Aus diesen freilich noch dürftigen Notizen folgt, dass die grosse Periode des Schwindens der Alpengletscher von 1850 bis 1880 von bald genau gleichen, bald annähernd ähnlichen Perioden des Gletscherrückganges in den Pyrenäen, dem Kaukasus, Skandinavien, Spitzbergen, Grönland und Innerasien begleitet wird. In der gemässigten Zone ist die Parallelität, soweit die Berichte zurückreichen, vollständiger, in der Polarzone scheinen bedeutendere Abweichungen vorzukommen. Exakte Parallelität scheint weder beim Rückgang noch beim Vorschreiten zu bestehen.

Nach Simony ist es ferner sehr wahrscheinlich, wie derselbe aus Photographien der neuseeländischen Gletscher schliesst, dass auch die dortigen Gletscher die letzte grosse Rückzugsperiode teilen. Ob dieselbe allgemeiner Natur und Ursache, oder ob das Zusammentreffen ein mehr zufälliges ist, kann wohl noch nicht entschieden werden.

C. Die Erklärung der Schwankungen.

1. Wenn man die enormen Volumenverluste eines Gletschers während einer grossen Rückzugsperiode oder die Volumenzunahme einer Vorstossperiode vergleicht mit der mittlern jährlichen Niederschlagsmenge oder mit den stärksten Variationen, welche Niederschläge und Ablation erleiden können, so springt sofort in die Augen, „dass die Schwankungen im Gletscherstande ein Prozess sind, welcher weit über den möglichen Erfolg **jährlicher** Schwankungen, sei es des Niederschlages, sei es der Wärme, hinausliegt und nur als Ergebnis **mehrjähriger**, im gleichen Sinne wirksamer Veränderung dieser Faktoren erklärt werden kann“ (Richter). Zum gleichen Schlusse zwingt die Erscheinung, dass ein einzelner, sehr schneereicher Winter mit kaltem Sommer eine Rückzugsperiode nicht zu unterbrechen vermag, und dass ein einzelner heisser Sommer mit trockenem Winter eine grössere Vorstossperiode nicht wesentlich beeinflusst.

2. (Forel.) Der direkten Beobachtung entsprechend, haben wir als nächste Ursache des Vortretens oder Rückschwindens der Gletscherenden die vermehrte oder verminderte Geschwindigkeit des Eisstromes anzusehen. Diese letztere rührt her von einer Vermehrung, im anderen Falle Verminderung der Dicke des Eisstromes. Dass die Mächtigkeit des Eisstromes den durchschlagendsten Einfluss auf die Geschwindigkeit ausübt, haben wir in dem Abschnitt über die Gletscherbewegung gesehen.

Die Veränderungen in der Dicke des Gletschers können doppelte Ursache haben:

a) Veränderung in dem Quantum der Ernährung durch den Schneefall im Sammelgebiet.

b) Veränderung in dem Betrage der Abschmelzung vorwiegend an dem Eisstrome.

Die erste der beiden Veränderungen gehört vorherrschend der Firnmulde und dem Winter an, wirkt aber auch etwas direkt auf die Eiszunge ein, indem die letztere, erst später von Schnee befreit, der Ablation des Eises selbst preisgegeben wird. In der Hauptsache wird vermehrte Ernährung des Gletschers am untern Ende desselben als Vorstossen, verminderte Ernährung als Schwinden erst nach einer gewissen, für verschiedene Gletscher ungleichen Zeit fühlbar werden können. Die zweite der beiden Veränderungen macht sich vorherrschend im Sommer, und zwar im Gletscherstande unmittelbar geltend; sie wirkt aber fast nur auf den eigentlichen Eisstrom, und besonders dessen untern Teil ein. Diese beiden nähern Hauptursachen für die Schwankungen, die eine jeweilen der Vergangenheit, die andere der Gegenwart angehörend, können je nach ihrem Zusammentreffen ihre Wirkungen häufen oder teilweise gegenseitig aufheben. Je nachdem werden stärkere oder schwächere Schwankungen im Gletscherstande resultieren und eine direkte vollständige Parallelität von Gletscherstand und Witterungsschwankungen nicht möglich sein. Da veränderter Schneefall von oben auf den ganzen Gletscher einwirkt, wird die Wirkung eine längere Reihe von Jahren andauern und deshalb durchschlagender sein als diejenige veränderter Ablation; denn die letztere kommt vorwiegend erst da zur Geltung, wo der Gletscher ohnehin bald endigt, sie kann deshalb nur auf eine kürzere Zeit den Gletscher beeinflussen. Vergleichende direkte Messungen fehlen.

An diesen Gedankengang von Forel, dem im wesentlichen die anderen Forscher und auch der Verfasser vollständig beistimmen, knüpfen sich nun in erster Linie die Fragen: a) gibt es mehrjährige Perioden in den klimatischen Faktoren, welche die Ernährung und Abschmelzung besorgen? und b) mit welchen Verzögerungen trifft die Ernährungsveränderung am Gletscherende ein?

Die Untersuchungen ergeben nun:

1. Dass die mittlern Jahrestemperaturen in längern mehrjährigen Perioden schwanken.

2. Dass noch weit stärker die Gesamtniederschläge in ähnlichen, meist damit zusammenfallenden, ausnahmsweise abweichenden, längern mehrjährigen Perioden schwanken.

3. Dass die Schwankungen der Niederschläge verschiedener Regionen und verschiedener Teile der Alpen ähnlich verlaufen.

4. Dass die Verteilung der Niederschläge auf die Jahreszeiten schwankt.

Gehen wir zu bestimmten Zahlen über:

a) Die Perioden in den klimatischen Faktoren.

Leider fehlen die meteorologischen Beobachtungen aus bedeutenden Höhen und länger vergangenen Zeiten. Beobachtungsstationen, wie Grosser St. Bernhard, Gotthard, Sentis und andere, sind erst seit wenigen Jahren oder Jahrzehnten errichtet. Der allgemeine Witterungscharakter eines Jahres lässt sich aber auch nach den am Rande oder in der Umgebung der Alpen gemachten Beobachtungen beurteilen, wo wir von einzelnen Städten, besonders von Genf, am Rande der Westalpen und von Klagenfurt in den Ostalpen, ferner von einigen entferntern Orten weiter zurückgehende Beobachtungen haben.

In Prag wurde beobachtet (Hoffmann, Pflanzenklimatologie):

1813	bis	1816	die Sommer im Mittel stets unter 15°
1817	„	1820	„ „ „ „ „ über 15°
1822	„	1828	„ „ „ „ zwischen 15,2 und 17,2°
1835	„	1845	„ „ „ „ „ 13,0 „ 15,9°

Innsbruck (Stotter):

1819 bis 1822, 1842 „ 1845 } kälter und feuchter als die anderen Jahre, Vorstossen des Vernagtgletschers

Paris (nach Alph. Favre):

1808 bis 1817 } mit einziger Ausnahme von 1811 kälter und nässer als das Mittel

Für Europa überhaupt gibt Dove an:

1828	bis	1834	wärmer	als das Mittel
1835	„	1839	kälter	

Klagenfurt hat (Richter) Regenmengen, welche nach 5jährigen Perioden berechnet wie folgt stehen:

1813	bis	1817	Niederschläge	= 113,4 %	des allgemeinen Mittels
1817	„	1822	„	= 89,8	1817 bis 1841 unter dem Mittel
1822	„	1827	„	= 83,7	
1827	„	1832	„	= 104,3	
1832	„	1837	„	= 78,4	
1837	„	1841	„	= 97,4	
1841	„	1847	„	= 116,6	1841 bis 1852 über dem Mittel
1847	„	1852	„	= 119,0	
1852	„	1857	„	= 90,2	1852 bis 1867 unter dem Mittel
1857	„	1862	„	= 83,2	
1862	„	1867	„	= 97,8	
1867	„	1872	„	= 101,4	
1872	„	1877	„	= 117,5	

Für Genf findet Forel die mittlere Sommertemperatur zu 17,84° und sodann von derselben in den verschiedenen 5jährigen Perioden folgende Abweichungen:

1826	bis	1830	Abweichung vom Sommermittel . . .	+ 0,28°
1831	„	1835	„ „ „ . .	+ 0,70
1836	„	1840	„ „ „ . . .	— 0,06
1841	„	1845	„ „ „ . . .	— 1,05
1846	„	1850	„ „ „ . . .	— 0,27
1851	„	1855	„ „ „ . . .	— 0,67
1856	„	1860	„ „ „ . . .	+ 0,11
1861	„	1865	„ „ „ . . .	+ 0,31
1866	„	1870	„ „ „ . . .	+ 0,37
1871	„	1875	„ „ „ . . .	+ 0,32
1876	„	1880	„ „ „ . . .	— 0,41

Dies ergibt:

1826 bis 1835 Ueberschuss von Sommerwärme,
1836 „ 1855 Ausfall von Sommerwärme,
1856 „ 1875 Ueberschuss von Sommerwärme,
1876 „ 1880 Ausfall von Sommerwärme.

Die mittlere Jahrestemperatur von Genf war 1826 bis 1875 nach Plantamour 9,345°, das Mittel des heissesten Jahres 1834 war 10,99°, dasjenige des kältesten 1851 war 7,85, die Differenz beträgt kaum 3°.

Plantamour findet ferner folgende Verteilung der Jahre nach der Feuchtigkeit:

	Sehr trocken Jahre	Trocken Jahre	Nass Jahre	Sehr nass Jahre
Von 1826 bis 1837 waren . .	5	3	4	0
„ 1838 „ 1856 „ . .	1	4	7	7
„ 1857 „ 1865 „ . .	5	1	2	1

Nach H. Fritz (Peterm. Mitt., 24. Bd., 1878 X, S. 389) waren durchschnittlich die Wasserstände einiger Flüsse:

1780 bis 1786	von Rhein, Elbe, Oder, Seine . . .	0,14 m höher
1811 „ 1822	„ Rhein, Elbe, Oder, Weichsel, Seine	0,12 „
1826 „ 1830	„ den gleichen Flüssen	0,09 „
1848 „ 1852	„ Rhein, Elbe, Weichsel, Donau, Seine	0,10 „

als das Mittel aus 40 Jahren. In den Jahren 1857 bis 1867 blieben die Wasserstände der Flüsse Rhein, Elbe, Weichsel, Donau und Seine durchschnittlich 0,21 m unter dem Mittel, und von 1868 bis 1872 betrugen die mittlern Wasserstände der gleichen Flüsse nur 0,05 m mehr als das 35jährige Mittel.

Klagenfurt und Genf geben, verglichen nach einer von Richter zusammengestellten Tabelle, folgende Zeichen in der Abweichung der 10jährigen Niederschlagssummen vom Mittel, was eine auf Mittel ausgeglichene Kurve ergibt:

Klagenfurt:	Genf:
1830 bis 1838 = –	1830 bis 1836 = –
1838 „ 1852 = +	1836 „ 1852 = +
Schwerpunkt der Ueberschüsse = 1846	Schwerpunkt der Ueberschüsse = 1844
1853 bis 1866 = –	1853 bis 1854 = –
Schwerpunkt der Ausfälle = 1858	1855 „ 1856 = +
	1857 „ 1863 = –
	Schwerpunkt der Ausfälle = 1861
	1864 = +
1867 bis 1873 = +	1865 bis 1872 = –

Eine weitere Frage, welche sich aufdrängt, ist diejenige nach der Verteilung der Niederschläge auf die Jahreszeiten. Es ist einleuchtend, dass Schwankungen derart am mächtigsten auf die Gletscher einwirken müssten. Schieben wir die Niederschläge vor-

wiegend in den Winter, so nimmt die Ernährung der Gletscher stark zu, fallen sie in den Sommer so arbeiten sie mehr aufzehrend.

Aus den mir von Herrn Direktor Billwiller (Schweiz. meteorol. Centralstation) übergebenen Beobachtungen der höhern Stationen in der Schweiz geht hervor, dass solche Schwankungen in der Verteilung der Niederschläge vorkommen. So z. B. stieg 1871, 1872 und 1873 der Schneefall lange nicht in der Proportion der 1872 so reichlichen Niederschläge, während 1879 und 1882 in den Höhen der Schneefall verhältnismässig höher über das Mittel gestiegen war als der Regenfall. Allein in der darauf geprüften Jahresreihe 1864 bis 1883 sind die Verschiebungen der Niederschläge nach den Jahreszeiten im ganzen doch sehr gering und der Schneefall der Höhenstationen wächst oder nimmt ab in ähnlicher Proportion wie die Niederschläge der höhern und tiefern Stationen.

Leider sind die ältern Niederschlagsmessungen und besonders diejenigen aus dem Gebirge, meistens wenig zuverlässig. Für Genf besteht eine Reihe von Beobachtungen, aus welchen Billwiller folgende Zahlen zusammengestellt hat:

Jahre	% der gesamten Niederschlagsmenge im Winter 1./XI. bis 30./IV.	im Sommer 1./V. bis 31./X.
1826 bis 1830	38 %	62 %
1831 „ 1835	41	59
1836 „ 1840	41	59
1841 „ 1845	37	63
1846 „ 1850	43	57
1851 „ 1855	28	72
1856 „ 1860	39	61
1861 „ 1865	34	66
1866 „ 1870	46	54
1871 „ 1875	37	63

Hieraus folgt, dass die Verteilung der Niederschläge auf die Jahreszeit in der That um wenigstens 18 % schwanken kann und dass der Beginn der Rückzugsperiode durch eine Reihe sehr trockener Winter (1851 bis 1855) eingeleitet war. Für weitere Schlüsse genügen diese Zahlen nicht.

Ausserhalb der in Zahlen festzustellenden Periode geht aus zahlreichen Aufzeichnungen deutlich hervor, dass in den 40er und 50er Jahren die Winter im allgemeinen schneereicher, die Sommer trockner, 1860 bis 1884 hingegen die Winter trockner, die Sommer nässer gewesen sind. Wenn man anstatt die Niederschläge des ganzen Jahres diejenigen des Winterhalbjahres mit dem Gletscherstande vergleicht, so wird man vermutlich noch viel klarern Zusammenhang finden.

b) Die Verzögerung der Wirkungen für das Gletscherende.

Bei Gletschern von den Dimensionen eines Aletschgletschers, eines Unteraargletschers gebraucht ein Eisteilchen, um von der Firnlinie bis an das Gletscherende zu fliessen, 150 bis 200 und sogar über 300 Jahre. Zunächst liegt die Vermutung nahe, dass die verschiedenen Perioden in Niederschlagsüberschuss und Ausfall, die zuerst durch ein Steigen oder Fallen der Oberfläche im Sammelbecken sich bekunden werden, nun verdickte und seichtere Stücke im Eisstrom ergeben, welche, der Geschwindigkeit entsprechend, thalabwärts fliessen, so dass die Wirkungen an den Gletscherenden sehr wesentlich verzögert auftreten.

Allein hiermit stossen wir auf Widersprüche mit den Thatsachen.

1. Unter obiger Voraussetzung müsste in der Bewegung des untern Endes bei den verschiedenen Gletschern eine absolute Unregelmässigkeit sich ergeben; statt dessen finden wir bei grössern Perioden stets einheitliche Veränderungen aller Gletscher; starke Unterschiede verschiedener Gletscher kommen nur dann vor, wenn eine Zeit des Wechsels nahe steht.

Vergleichen wir die Schwankungen von Niederschlägen und Temperaturen, wie wir sie oben angegeben haben, mit denjenigen der Gletscher, so finden wir eine direkte allgemeine durchschlagende Parallelität bei im Mittel nur etwa 5 bis 10 Jahren Verzöge-

rung in der Wirkung auf das Gletscherende; bedeutende Verzögerungen bis zu 20 oder 30 Jahren kommen nur ausnahmsweise bei sehr grossen, flach fliessenden Gletschern (Unteraargletscher etc.), solche von 50, 100 und mehr Jahren offenbar gar nicht vor. Die genannte Zahl von im Mittel 5 bis 10 Jahren Verzögerung ergibt sich aus folgender Zusammenstellung:

a) Beginn der nasskalten Periode	1808
Mitte derselben	1813
Ende derselben	1817
Beginn des Vorrückens der meisten Gletscher	1811 bis 1814
Maximum des Standes der meisten Gletscher	1818 „ 1822
„ einzelner grosser Gletscher	1826 „ 1846

Daraus ergibt sich:

Verzögerung für den Beginn des Gletscherwachstums 3 bis 6 Jahre; Verzögerung des Gletschermaximums gegenüber der Mitte der kaltnassen Periode 5 Jahre; für einzelne grosse Gletscher 13 bis 33 Jahre; Verzögerung vom Schluss der nasskalten Periode bis zum Gletschermaximum, resp. Beginn des Schwindens 1 bis 3, bei grossen Gletschern 9 bis 29 Jahre.

b) Beginn der nasskalten Periode	1836
Schwerpunkt derselben	1846
Ende derselben	1849 bis 1852
Beginn des Gletscherwachstums im Mittel	1840
Maximum der meisten Gletscher	1850 bis 1857
„ des Aletschgletschers	1860
„ „ Unteraargletschers	1871

Daraus ergibt sich:

Verzögerung im Beginn des Vorrückens gegen den Beginn der kaltnassen Periode 4 Jahre; Verzögerung des Gletschermaximums über den Schwerpunkt der nasskalten Periode 4 bis 10 Jahre; Verzögerung des Gletschermaximums über den Schluss der nasskalten Periode 1 bis 5 Jahre; Verzögerung des Maximums des Aletschgletschers gegen den Schwerpunkt der nasskalten Periode 14 Jahre, gegen das Ende 10 Jahre.

Whitney übersieht den Parallelismus von Witterung und Gletscherschwankung, weil er annimmt, dass die

Alpengletscher seit 1818 ohne wesentlichen Unterbruch zurückgegangen seien.

Um in Kurven die Grössen der Gletscher und die klimatischen Faktoren direkt zum zeitlichen Vergleiche zu bringen, reichen die bisherigen Beobachtungen nicht aus.

Aus obigen Zahlen folgt, dass die vermehrte Ernährung viel rascher am Gletscherende wirksam wird, als dies den gewöhnlichen Geschwindigkeiten entspricht. Eine solche Beschleunigung ist aus rein mechanischen Gründen als Notwendigkeit anzusehen, denn:

1. Die Aufhäufung von Schnee in der Firnmulde vermehrt schon dort Druck und Bewegung gegen das Sammelbecken hin.

2. Das Steigen der Stromdicke im Sammelbecken vermehrt sofort die Geschwindigkeit und den Druck thalauswärts.

3. Die rascher fliessende dickere Stromstrecke drängt die vor ihr liegenden, noch dünnern Strompartien in der Längsachse zusammen, wodurch auch dort, der durch vermehrte Ernährung verdickten Stelle voraneilend, der Querschnitt wächst und die Geschwindigkeit steigt.

4. Entsprechend der geringern Ablation in den Sommern solcher Perioden, der grössern Menge von Winterschnee, welche aufgezehrt werden muss, bevor die Ablation das Eis selbst angreifen kann, und der grössern Geschwindigkeit, welche zur Ablation auf einer bestimmten Längenerstreckung weniger Zeit als früher lässt, muss die Dicke des Eisstromes und infolge davon abermals die Geschwindigkeit sich steigern; die Folgen wirken wieder in gleichem Sinne ursächlich wie ihre ersten Ursachen.

5. Daraus geht hervor, dass eine gegen unten zunehmende Anschwellung des Eisstromes wie eine Welle bedeutend rascher vorschreitend als die ebenfalls gesteigerte fliessende Bewegung entstehen muss. Das Ende wird hoch und schreitet angeschwollen vor.

6. Kommt eine Periode verminderter Ernährung,

so sinkt das Eis im Sammelbecken, die Geschwindigkeit nimmt ab, der vordere Teil wird nicht mehr so stark wie früher gedrängt; dem Nachrücken der verdünnten Partie vorangehend, wird die Geschwindigkeit vermindert. Die Ablation gewinnt an Zeit, ist zudem intensiver, die Welle des Vorstossens verläuft, die Eisfläche sinkt ein. Bevor das Spiel einmal ganz abgelaufen ist, kann vom obern Anfang des trägen Stromes eine neue Welle nachrücken. Dadurch kommt es, dass wenigstens bei sehr langen Gletschern an verschiedenen Stellen die Schwankung ungleichen Sinn haben kann.

Wir hoffen, dass die eben begonnene Periode des Vorrückens uns in diesen Dingen viele neue Aufschlüsse bringen werde, so dass die obige Theorie, welche in ihren Hauptzügen das Werk von Forel ist, eingehender geprüft werden könne. Besonderes Augenmerk verdient die Frage, ob wirklich, wie wir bestimmt erwarten, die Verdickung des Eisstromes schneller thalwärts vorschreitet als das Eis.

Dass eine kurze Welle, wie sie ein einzelnes Jahr von vermehrter Ernährung erzeugt, bei ihrer Wanderung thalwärts sich in dem halbflüssigen Eisstrome rasch vollständig ausgleicht und verliert, kann nicht in Verwunderung setzen. Das ist auch bei einem Flüssigkeitsstrome der Fall: Ein lokales einzelnes Gewitter in einem Alpenthale ist am Rhein bei Basel nicht mehr fühlbar. Wenn aber beim Gletscher eine Reihe Jahre gleicher Wirkung folgen, so wird die Wirkung des einen Jahres diejenige des anderen mehren, auf einer längern Strecke wird der Gletscher dicker, das Wachsen wird stärker und andauernder.

H. Fritz hat ferner in einer Tabelle die Perioden des vorherrschenden Stossens und Schwindens der Gletscher mit den Maxima und Minima der Sonnenflecken zusammengestellt und findet dadurch, dass mit der Zunahme der Sonnenflecken auch die Gletscherlängen zunehmen, und umgekehrt. „Da nun die Gletscher in feuchten und kühlen Jahren stossen, und zugleich nach den neuesten Untersuchungen die Jahre, in welchen die

Sonne reich an Flecken ist, im allgemeinen reicher an Niederschlägen und etwas weniger warm sind, so hätten wir für die fast gleichzeitig eintretende Veränderlichkeit beider Erscheinungen zugleich das sie verknüpfende Band gegeben."

Die scheinbar kleinen Oscillationen der klimatischen Faktoren, Wärme, Niederschläge, Verteilung derselben auf die Jahreszeiten, Feuchtigkeit der Luft, Winde etc., werden uns in einer allerdings komplizierten Funktion durch die Gletscherstandschwankungen sehr sichtbar. Wir müssen gestehen, dass uns die Schwankungen der Gletscher gewaltig erscheinen im Vergleich zu den Schwankungen der Niederschläge um einige Procente oder der Temperatur um Bruchteile eines Grades. Die Natur bewegt sich oft in komplizierten Gleichgewichtszuständen, welche durch kleine Veränderungen einiger Faktoren in hohen Potenzen gestört werden. Diese Erkenntnis zeigt uns auch, dass die Witterungserscheinungen der Glacialzeit nicht gar so unerhört anders gewesen sein müssen, um die Gletscher riesenhaft anschwellen zu machen.

Gehen wir wieder einer Eiszeit entgegen? Die Frage lässt sich dermalen noch weder an Hand induktiv gefundener Schwankungsgesetze, noch an Hand der Theorie beantworten. Das Klima, das die Gletscher zum gewaltigen Wachsen bringen kann, ist ein so kompliziertes Resultat von nicht direkt voneinander abhängigen, ganz verschiedenen Verhältnissen der Erdoberfläche, vielleicht unter Mitwirkung kosmischer Einflüsse, dass ein sicherer Blick in die Zukunft durch dieses Gewirre von Abhängigkeiten hindurch noch unmöglich ist.

Abschnitt X.

Die Gletscher der Vorzeit.

In einem Handbuch der Gletscherkunde können die Gletscher der Vergangenheit nur kurz anhangsweise besprochen werden. Der Raum eines ganzen „Handbuches" allein würde zu einer einigermassen vollständigen Besprechung derselben nicht ausreichen.

Es handelt sich hier nur um einen gedrängten Ueberblick. Aus dem gleichen Grunde sind in diesem Abschnitte in den Kapiteln B, C, D, E und F die Quellencitate weggelassen.

A. Notizen über die Geschichte der Gletscherkunde.

Da die Geschichte der Erkenntnis früherer Ausdehnung der Gletscher enge verbunden ist mit derjenigen der Gletscherkunde überhaupt, so mögen hier einige Notizen über die letztere ihren Platz finden (Rütimeyer, Zur Geschichte der Gletscherstudien, Jahrbuch des Schw. Alpenklubs XVI, S. 377 etc.).

Die ersten Nachrichten über Gletscher überhaupt sind aufgezeichnet von Josias Simler in seiner Vallesiae et Alpium descriptio 1574, in Sebastian Münsters Beschreibung des Wallis 1543 und in Rudolph Rebmanns Naturae magnalia 1605.

In wissenschaftliche Betrachtungsweise als Naturerscheinung sind die Gletscher zuerst von Joh. Jak. Scheuchzer, dem Verfasser der besten Schweizerkarte des 18. Jahrhunderts, eingeführt worden, und zwar in den Jahren 1702 bis 1728. Scheuchzer kennt die Bewegung der Gletscher und sucht sie zu erklären (S. 293). J. H. Hottinger (Ephem. Nat. curios. 1706) sieht die Schichtung oder Struktur im Eise. Pfarrer Joh. Georg Altmann hat 1750 in seinem „Versuch einer historischen und physikalischen Beschreibung der helvetischen Eisgebirge" viele sonderbare Anschauungen, kennt aber den Untergrindelwaldgletscher aus eigener Anschauung. Gottlieb Sigmund Gruner („Die Eisgebirge des Schweizerlandes 1760") steht auf ähnlicher Stufe. „Erst zu Ende des vorigen Jahrhunderts wagt es die Beobachtung ernstlich ihren Fuss auf das Eis selbst zu setzen," es entsteht das Relief eines Teiles des Alpenlandes von Ludw. Pfyffer und dasjenige von Eug. Müller aus Engelberg (aufbewahrt in der Wasserkirche zu Zürich). L. Bordier und Theod. Bourrit aus Genf beschreiben 1773 bis 1785 die Eisgebiete von Savoyen und Wallis, sie ersteigen den Mont Blanc, sie dringen tiefer in die Gletscherwelt mit offenem Sinn für Beobachtung ein.

Nun gewinnt die Gletscherkunde durch zwei fundamentale Werke einen sicherern Boden. 1787 erscheint in Höpfners Magazin für Helvetiens Naturkunde ein kurzer Aufsatz: „Versuch über den Mechanismus der Gletscher" von dem helvetischen Minister Bernh. Friedr. Kuhn. In kurzer scharfer Weise beschreibt Kuhn die Gestalt und Struktur der ihm bekannten Grindelwaldnergletscher, erklärt die Bewegung durch den Druck der oben liegenden Firnmassen, erörtert die Entstehung der Moränen und verfolgt alte Moränen weit über das jetzige Eisgebiet hinaus, als der Erste daraus auf einstige ungewöhnlich grosse Ausdehnung der Gletscher schliessend. 1779 bis 1796 erscheinen die Alpenreisen von Horace Benedict de Saussure, dem Begründer der Physik und Geologie des Alpengebirges. Saussure erklärt wie Kuhn die Gletscherbewegung aus der Schwere

(S. 334), bleibt aber in Beziehung auf die Gletscher der Vergangenheit hinter Kuhn zurück. 1789 sind durch Hennin in Genf, veranlasst durch Baron Ramond mit Hilfe von in Gletscherspalten eingesetzten Tannen, Messungen über die Bewegung der Gletscher im Faucigny (Pyrenäen) angestellt worden.

Nach diesem Anlauf folgt wieder ein merkwürdiger Stillstand in den Untersuchungen über Gletscher, der 2 bis 3 Jahrzehnte dauert. In den Werken von Ebel (1793, 1808 etc.) wie in der 1805 bis 1827 gehenden, der Alpenkenntnis gewidmeten Zeitschrift Alpina, in dem Bulletin der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft 1817 bis 1823 sind die Gletscher und Schneefelder fast ganz vergessen. 1816 trug Ignaz Venetz, Ingenieur von Sitten (Wallis), der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft, damals in Bern versammelt, über den Transport von Felsblöcken durch Gletscher vor. Die schweizerische naturforschende Gesellschaft stellte bei ihrer dritten Jahresversammlung 1817 in Zürich eine Preisfrage über die Veränderungen im Alpenklima auf und brachte dadurch die Gletscherforschung in neuen Fluss. 1820 lief eine Antwort von Oberförster K. Kasthofer ein, die viele gesammelte Beobachtungen aus dem Gebiete des Kantons Bern, aber über Gletscher nichts Neues enthielt. In anderer specieller auf die Gletscher gerichteter Form wurde die ähnliche Frage nochmals ausgeschrieben.

Wohl schon sehr lange haben Gebirgsbewohner grosse Felsblöcke, welche auf Hügelzügen vom jetzigen Standorte entfernt liegen, als durch früher grössere Gletscher hergebracht betrachtet. In der wissenschaftlichen Welt hat unterdessen 1802 Playfair (Edinburg) als der zweite und ohne von Kuhn zu wissen mit aller Bestimmtheit Gletscher als ein Transportmittel grosser Blöcke bezeichnet; 1816 erkannte er die aus alpinen Blöcken bestehenden Moränen am Jura und schrieb dieselben einem Gletscher zu, der einst den Genfersee und die schweizerische Hochebene überschritten haben müsse. Die Worte von Playfair blieben vergessen. 1821 las Venetz seine Untersuchungen: „Mémoire sur les variations de la température dans les

Alpes de la Suisse" als preisgekrönte Antwort auf die von der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft ausgeschriebene Preisaufgabe vor. Einerseits wies er auf zahlreiche Dokumente hin, welche eine im Mittelalter geringere Ausdehnung der Gletscher feststellen, andererseits leitete er die grossen eckigen Felsblöcke, entfernt von ihrem Stammorte und alte Moränen, deren er im Wallis allein 34 weit entfernt von den jetzigen Gletschern auffand, von grossen vorhistorischen Gletschern ab. Fast gleichzeitig, nämlich im Jahr 1823, haben Prof. Esmark in Christiania und 1832 Bernhardi in Deutschland ebenfalls Blöcke und Schuttwälle in nichtvergletscherten Teilen von früherer Vergletscherung abgeleitet. Diese letztern beiden Arbeiten blieben lange fast vergessen. 1829 erklärte Venetz schon die erratischen Blöcke im Jura und die Moränen des Molassenlandes als durch Gletscher aus den Walliseralpen gebracht. Johann v. Charpentier, Salinendirektor in Bex (Waadt) fürchtete für den guten Ruf seines Freundes Venetz und begann nun eingehende Studien über die Wirkungen der Gletscher zu dem Zwecke, Venetz von seiner sonderbaren Idee abwendig machen zu können. Statt dessen wurde er selbst der beste Vorkämpfer derselben. 1834 verteidigen schon beide in gemeinsamer Arbeit vor der Versammlung der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft in Luzern den Blocktransport durch Gletscher. 1841 erschien Charpentiers klassisches Werk „Essai sur les glaciers", und ungefähr gleichzeitig machte Arn. Escher seine Untersuchungen über die alten Moränen im Aare-, Reuss-, Linth- und Rheingebiet. In jener Zeit wurde die Frage nach dem Ursprung der erratischen Blöcke eifrig besprochen und viele abenteuerliche Hypothesen erblickten das Licht der Welt. Es lohnt sich nicht, dieselben zu wiederholen.

Das Studium der jetzigen Gletscher ging nun Hand in Hand mit den Untersuchungen über die Frage ihrer frühern Verbreitung. Es folgen rasch nacheinander in einer glänzenden Epoche die Forschungen von Hugi, Forbes, Agassiz und Genossen, Schlagintweit, etwas später Tyndall.

Das einzelne hierüber findet sich zerstreut in den betreffenden Abschnitten, wir treten hier nicht mehr näher ein. Auf die Erkenntnis der frühern Ausbreitung der Gletscher zielen besonders die Arbeiten von Agassiz und Genossen, von Simony, Ch. Martins, Gastaldi, A. Favre in den Alpen, Kjerulf, Torell, Erdmann in Skandinavien, Jamieson, Ramsay und Giekie in Schottland, James Hall, Dana, Withney und vieler anderer in Amerika, H. Credner, Berendt etc. in Deutschland. Die Liste der Forscher, welche nun die Spuren früherer Gletscher verfolgten, ist sehr lang. Zunächst wurde in Skandinavien und der Schweiz, später in den übrigen Teilen der Alpen und in Nordamerika, dann auch in Norddeutschland und in entfernteren Regionen der Erde in dieser Richtung eifrig gearbeitet. Das Gesamtbild früherer Verbreitung der Gletscher ist indessen noch lange nicht abgeschlossen (Zusammenstellung historischer Notizen, z. B. in Penck, Vergletscherung der deutschen Alpen).

B. Die Beweise früher grösserer Gletscherverbreitung.

Die Beweise früher grösserer Verbreitung der Gletscher liegen in folgenden Erscheinungen:

1. Die erratischen Blöcke oder Fündlinge.

Beiderseits der Alpen findet man zerstreut über den Hügelzügen eine Menge Felsblöcke aller Dimensionen, welche folgende Erscheinungen aufweisen:

a) Sie bestehen aus Gesteinsarten, welche vielfach der nächsten Umgebung ganz fremd sind und nur im Sammelgebiete des betreffenden Thalsystemes, im Gebirge anstehend, gefunden werden. Man hat sie deshalb als verirrte „erratische" Blöcke und alle damit zusammenhängenden Bildungen als „Erratikum" bezeichnet.

b) Die verschiedenen Gesteinsarten sind in Zonen oder Streifen angeordnet, welche mit der Entfernung vom Ursprungsorte sich verbreitern, ohne sich mehr als

an den Grenzen zu vermischen, und welche von links nach rechts in jedem Flusssysteme in der gleichen Reihenfolge angeordnet sind wie ihre Ursprungsstellen im Gebirge. Die Gesteinsarten der linken und rechten Thalseite mengen sich nicht.

c) Die Mehrzahl der Blöcke liegen an den Gehängen und auf den Oberflächen der Hügelzüge oft in bedeutenden Höhen über dem Thalgrunde; der letztere ist viel spärlicher mit Blöcken besät.

d) Die erratischen Blöcke zeigen gar keine Sonderung nach der Grösse. Nahe am Ursprungsort, wie 10, 20 oder 50 und 100 km entfernt von demselben, finden sich kleine wie ganz grosse Blöcke, letztere oft von vielen tausend Kubikmetern Inhalt in der betreffenden Gegend allgemein bekannt und mit Volksnamen belegt.

e) Die kleinern Blöcke sind häufig geglättet und geschrammt, teilweise eckig und scharfkantig, die ganz grossen sind stets eckig und scharfkantig geblieben.

f) Hie und da kommen lokale Anhäufungen von Blöcken derselben Art vor, so dass man sich sichtlich im Ablagerungsgebiet eines Bergsturzes befindet, allein sein Sammelgebiet liegt weit weg und in der Nähe fehlt jede Abbruchstelle, welche die Blöcke hätte liefern können.

2. Die alten Moränen.

Gehen wir von den jetzigen Gletscherenden thalauswärts oder steigen wir an den Rändern hinauf, so finden wir aus Schutt gebildete, oft bewachsene oder mit Ansiedelungen besetzte Hügelzüge, welche sich durchaus als Moränen erweisen. Dieselben liegen oft zu mehrern innerhalb einer Stunde thalauswärts von den jetzigen Gletschern; wir finden sie aber auch noch am Ausgang der Alpenthäler und über die grossen Randseen hinaus bis in das Vorland und die Ebenen. Sie zeigen folgenden Charakter:

a) Diese alten Moränen sind aus den gleichen, der Umgebung sonst fremden Gesteinen gebildet wie die Fündlinge der Umgegend.

b) Grosse und kleine, sowohl eckige, kantige als geglättete geschrammte Steine liegen vollkommen regellos durcheinander. Bald herrschen die Blöcke vor und die Moräne wird zum Blockhaufen (z. B. Granitmoräne oberhalb Monthey, Wallis), bald aber überwiegen Sand und Schlamm, in welchen die Blöcke eingebettet sind (z. B. Geissbergmoräne in Zürich). Schichtung kommt nur unregelmässig und nur im feinen Materiale vor, die gröbern Geschiebe sind an keine Schichtung gebunden; oft ist die Moräne ohne jede Spur von Schichtung.

c) Sie bilden Hügelzüge von wenigen bis über 100 m Höhe, welche teils über dem Thalboden mit regelmässigem, den Thalboden etwas übertreffendem Gefälle sich hinziehen, teils als thalwärts ausgekrümmter Wall sich quer durch das Thal ziehen. In fast allen Alpenthälern und von da hinaus in jedem grössern, von den Alpen ausgehenden Hauptthal findet man zahlreiche verschiedene solche mehr oder weniger parallele Moränenzüge. Je zwei sich beiderseits des Thales entsprechende Seitenwälle verbinden sich mit einem Querwall. Beispiele sind zahllos. (Auf unserer Karte sind z. B. die 320 m über dem Aletschgletscher an seiner linken Thalseite, sowie die auf der Südostseite des Eggischhorngrates liegenden alten Seitenmoränen und noch manche andere zu erkennen.)

d) Die äussern Moränenzüge sind am stärksten unterbrochen, die innern noch am ungestörtesten erhalten. Oft unterscheiden sich die verschiedenen Moränenzüge des gleichen Thalgebietes auch durch ihre übrige Beschaffenheit.

Für das letztere kann ich kaum jedes Beispiel verschweigen.

Die obern äussern Moränen des Linthgebietes im Zürichseethal höher über und thalabwärts von Zürich enthalten viele kleine gerundete geschrammte Geschiebe, massenhaft ausgeschürften Kies, nur wenig grosse eckige Blöcke und ausser Linthgesteinen auch solche des Rheingebietes, welche damals auf einem Gletscherarm durch das Walenseethal gekommen sein müssen. Die innern

jüngern Moränenzüge, und zwar derjenige, welcher durch die Stadt Zürich geht, sowie die innerhalb gelegenen haben schärfere Wallgestalt, sie sind aus feinem Sand und Thon gebildet, welchem viele gewaltige eckige und weniger kleinere geschrammte Blöcke eingestreut sind und wobei sämtliche Blöcke dem Linthgebiete entstammen. Stellenweise wird dieser innere Moränenzug thalaufwärts zur völligen Grossblockmoräne mit weniger Sand und Schlamm. Ein ähnliches Verhältnis, wie es schon Escher und neuestens genau A. Wettstein verfolgt haben, fand Mühlberg bei den äussern und innern Moränenzügen des Aargau. Die äussern Züge gehören der ersten Zeit grösster Ausdehnung der Gletscher an; die Gebirgskämme waren zu hoch hinauf in den Eismantel gehüllt, um starke Obermoränen zu liefern; dafür aber wurden die alten Schuttmassen der Thalgründe und Gehänge allmählich ausgefegt und die Randmoränen vorwiegend aus ausgestossener Grundmoräne gebildet. Später (zur „zweiten Eiszeit“), da die innern Moränenzüge sich bildeten, war die Vergletscherung schon bedeutend geringer, bei Zürich z. B. der Eismantel etwa 450 m weniger mächtig, der alte Schutt des Bodens war schon grösstenteils ausgestossen, die innern Moränen haben weit mehr Obermoränenmaterial und Gesteine der nun weiter vorragenden Kämme der Alpen erhalten. Das Verhältnis zur Zeit grösster Gletscherausdehnung lässt sich mit der jetzigen Vergletscherung von Grönland und Spitzbergen, der Gletscher während der Ablagerung der Moräne von Zürich mehr mit den grossen Gletschern des Himalaya vergleichen.

Auf der Nordseite der Alpen reichen die Moränen weit über das Alpengebiet selbst hinaus bis an und in den Jura, an den Rand des Schwarzwaldes, der schwäbischen Alb und in die bayrische Hochebene hinaus. Die äussersten Moränen sind vielfach verwischt. Am Südabhang der Alpen bilden die Moränen am Ausgang der Alpenthäler in die Poebene hinaus enorme bogenförmige, vielfache, bis zu mehrern hundert Meter hohe Wälle. Solche umziehen überall das untere Ende der ober-

italienischen Seen. Auf der Nordseite finden wir zahlreiche Moränen von sehr verschiedenem Gletscherstande herrührend, am Südabhang hingegen konzentriert sich der Gletscherschutt mehr auf einen weniger veränderlichen Stand des Gletscherendes.

Die Moränenlandschaft ist ferner reich an kleinen oder auch grössern Seen. Endmoränen dämmen Thalläufe bis zur Seebildung ab. Echte Moränenseen sind der Pfäffiker-, Greifen- und Hüttensee im Kt. Zürich, der Hallwyler-, Sempacher-, Baldegger- etc. See im Kt. Aargau und zahlreiche andere, auch manche der kleinen Seen in Oberitalien (Lago di Varese etc.). Bloss teilweise Moränenseen sind der Zürich-, Garda-, Comer-, Langen-, Iseosee etc.

e) Zwischen den deutlichen Seiten- und Endmoränen der alten Gletschergebiete und teilweise unter denselben findet man häufig in grosser Ausdehnung Lager von Thon und sandigem Thon mit einzelnen fest eingebackenen, geglätteten und geschrammten Steinen, welche Bildung einer echten Grundmoräne entspricht (Geschiebemergel, Geschiebelehm, Glaciallehm, béton glaciaire, boulder clay).

f) An manchen Stellen, z. B. am Südrande der Alpen, findet man Moränenmassen den jungpliocänen marinen Schichten in einer Weise eingelagert, welche der Bildung submariner Moränen, wie wir sie in den Polargebieten sehen, vollständig entspricht. Ein Teil des „Blocklehmes“ von Nordamerika und England, vielleicht auch vom übrigen Europa, ist derart mit marinen Zwischenschichten und Nebenbildungen verknüpft, dass er als submarine Grundmoräne, vielleicht durch Treibeis gebracht, gelten muss. Die Aasar Skandinaviens sind eine Art Ufermoränen.

3. Der alte geschichtete Gletscherschutt.

Bedeutend gleichförmiger als die Moränen, aber immer noch unregelmässig genug ist über die Gebiete mit erratischen Erscheinungen eine geschichtete Schuttmasse gedeckt, die mit der grössern Ausdehnung der Gletscher in Zusammenhang gestanden haben muss. Sie zeigt folgende Erscheinungen:

a) Das Gesteinsmaterial entspricht bei gröbern Ablagerungen, wenn auch oft in etwas anderen relativen Mengenverhältnissen der verschiedenen Gesteinsarten, den anderen erratischen Bildungen (Fündlingen und Moränen) der betreffenden Gegend.

b) Die Geschiebe desselben Ursprungsortes sind oft sehr ungleichmässig gerundet, manche noch eckig, die Ecken nur wenig abgestossen, manche noch mit Spuren von Schrammen. Viele Zwischenlager sind dem Thon der Grundmoränen gleich, an anderen Stellen gehen diese Bildungen in reine Kieslager über.

c) Die Schichtung ist unregelmässig, oft schief gegen die Thalwand einfallend, und Lagerung und Vorkommen oft durchaus unerklärlich durch jetzige Flüsse und Bäche (Partien oben an Gehängen anklebend, löchrige Nagelfluh auf dem Gipfel des Uetliberges bei Zürich etc., alpine Kieslager am unteren Ende vom Seebecken, wohin jetzt keine alpinen Geschiebe mehr gelangen können).

d) Allerlei Uebergänge in Moränen und Anlagerung oder Wechsellagerung mit solchen kommen nicht selten vor. Bald liegt der alte geschichtete Gletscherschutt über, bald unter den Moränen.

Dies sind offenbar die alten Gletscherbachablagerungen, oft auch Ablagerungen in Gletscherseen, es sind die Moränenteile, bei deren Absatz das Wasser ordnend eingegriffen hat. Sie unterscheiden sich in nichts von den entsprechenden Bildungen in der Nähe der jetzigen Gletscher.

Die Verteilung und Anordnung dieses geschichteten Erratikums zeigt uns eine zweite und dritte Beziehung der frühern Gletscher zur Bildung der Seen. Die Gletscher haben lange Zeit die Seebecken überbrückt und dadurch ihre Ausflüsse mit Schutt aus dem Gebirge versehen, während sie die Seebecken teilweise vor Ausfüllung bewahrten. Nach Mitteilungen von J. Steenstrup kommt es auf Island oft vor, dass grosse Eismassen, welche sich durch Abschmelzen von einem Gletscher getrennt haben, von den Gletscherbächen mit Kies umhüllt werden. Wenn der Eisrest nachher gänzlich wegschmilzt, bleibt ein See-

becken im Kies zurück. Die kleinen tiefen Torfbecken von Dänemark lassen sich kaum anders erklären. In noch kleinerm Massstabe habe ich solches auch auf alpinen Gletscherböden beobachtet. Zur Rückzugsperiode der grossen Gletscher können leicht grosse Massen von Eis, halbe Gletscher, „tote Gletscher" geworden sein und, erst umlagert von Schutt, hernach nach ihrem Schmelzen Seebecken gebildet haben. Bei vielen Seebecken im Eiszeitkies und Schutt dürfte es (Ed. Richter) richtiger sein, hieran, als an ein lokal launenhaftes Auskolken des Gletschers zu denken. Wir haben somit folgende Beziehungen der alten Gletscher zu den Seen:

1. Seebildung durch stauende Moränen;
2. Seebildung durch Einbetten „toter Gletscher" in Schutt und nachheriges Zusammenschmelzen des Eises;
3. Seeerhaltung durch Ueberbrückung mit Eis und Ablagerung eines grossen Teiles des Schuttes erst weiter unterhalb und seitlich des älteren Seebeckens;
4. Auskolkung von Seebecken, a) in Schutt oder b) in Fels durch Gletschererosion.

Die Nummern 1 und 3 stehen über allem Zweifel. Nummer 2 ist für kleine Wasserbecken direkt beobachtet, für grössere gegen Ende der Eiszeit mindestens sehr wahrscheinlich. Nummer 4 hingegen ist zweifelhaft, als 4 a eher denkbar als in der Art von 4 b, aber bis zur Stunde absolut unbewiesen, indem die sämtlichen auch in neuester Zeit dafür gegebenen „Beweise" nicht notwendig zu dieser Deutung führen.

Zu den undeutlich geschichteten Ablagerungen, welche mehr oder weniger mit der Eiszeit in Verbindung stehen, wenn auch nicht direkte Absätze der Gletscher selbst sind, kann ferner der Löss gerechnet werden. Als feinsandig-thonige oder etwas kalkige, teilweise vielleicht äolische (Richthofen) Ablagerung bedeckt er oft die Höhenzüge oder liegt auf den obern Flussterrassen. Er fehlt dicht an den Alpen; erst in etwas grösserer Entfernung von denselben tritt er auf und enthält vorwiegend Landtierreste.

4. Alte Gletscherschliffe.

Alte Gletscherschliffe am anstehenden Fels lassen sich von den jetzigen Gletschern überall, wo resistenzfähiges Gestein vorhanden ist, bis mehrere hundert, sogar bis 1000 m hoch hinauf verfolgen. Wir finden sie in den Alpenthälern besonders an im Wege stehenden Vorsprüngen in resistenzfähigen Gesteinen stets ausgebildet bis in viele Stunden Entfernung von jedem Gletscher. Am deutlichsten sind sie im krystallinischen Gebirge oder da zu sehen, wo erst kürzlich Abdeckung einer schützenden Schuttschicht stattgefunden hat (z. B. durch Strassenbau und Bahnbau am Walensee, im Reussthal bei Wasen, am Urnersee etc.). Sie sind oft noch jetzt spiegelglänzend. Sie beherrschen den landschaftlichen Charakter der Gehänge und der Passflächen oft bis hoch hinauf, während die obersten stets eisfreien Gräte durch rauher gegliederte Verwitterungsgestalten sich auffallend von den abgeriebenen Regionen abheben. Gletscherschliffe finden sich auch noch weit ausserhalb der Gebirgsthäler an für die Erhaltung günstigen Stellen durch das Molassenland bis an den Jura, wo sie oft ausgezeichnet entwickelt sind. In Norddeutschland sind sie auf den einzelnen festen Felsflächen (bei Leipzig, bei Rüdersdorf etc.) erkenntlich, in Skandinavien gehen sie bis unter das Meer. Ueberall, wo dort das Meer klar ist, vermochten die Wellen die Schliffe im Syenit, Porphyr, Gneis, Granit etc. nicht zu zerstören, überall aber, wo das Meer im geringsten Sand aufwirbelt, da sind an Stelle der Gletscherschliffe konkave matte Erosionskessel in den Uferlinien getreten. Die Natur der alten Gletscherschliffe ist schon früher beschrieben worden. Auch sie zeigen am anstehenden Fels: a) Die obere Grenze fällt mit dem Thal und ist unabhängig von der Gesteinsart. b) Die Schrammen gehen in der Thalrichtung, die Schliffe sind fast nur auf der Stossseite der Vorsprünge ausgebildet.

5. Riesentöpfe

entstehen durch wirbelnde Bewegung geschiebeführenden Wassers in jedem beliebigen Gestein. Alle Erosionsrinnen auf anstehendem Felsen weisen solche auf. Tausende von Erosionskesseln (Riesentöpfen) gehören echten Bachrinnen an und haben mit früher grösserer Verbreitung der Gletscher nichts zu thun. Hie und da aber kommen Kombinationen vor, welche als Beweise für frühere Existenz von Gletschern gelten müssen. Ein Beispiel derart scheint mir der „Gletschergarten in Luzern" zu bieten. Die gleichen Umstände sollen sich am Längenberg bei Bern (Bachmann), auf dem gletschergeschliffenen Granitkopf über der Gelmeralp, ferner auf den Hügeln bei Sitten und bei Bex (Charpentier) wiederholen und ebenso auf den vom Gletscher gerundeten Gneisfelsköpfen der Maloja. Ich will hier kurz die Hauptmomente des Vorkommens in Luzern anführen:

Die Riesentöpfe sind in marinen Molassensandstein eingehöhlt. Die ganze Felsfläche war mit echter Grundmoräne bedeckt. Auf dem Fels lagen viele geschrammte Blöcke, in den tiefern Teilen der bis zu $7\frac{1}{2}$ m tiefen Töpfe lagen nur matt glattgerundete Mahlsteine aus den erratischen inneralpinen Gesteinsarten gebildet. Da die Mahlsteine nur durch den Gletscher über den See gebracht werden konnten und erratische Blöcke sind, kann das Strudelloch, das sie ausgeschliffen haben, nicht älter sein als der Transport der Blöcke zu dieser Stelle. Die Felsfläche, in welche die Töpfe eingesenkt sind, ist mit ausgezeichnetem Gletscherschliff bedeckt. Derselbe findet sich ringsum am Rande gerade der schönsten Strudellöcher. Wenn die letztern von einem Bache nach der Eiszeit gebildet worden wären, so hätte derselbe notwendig auch die zwischenliegenden Gletscherschliffe zerstören müssen. Aus der Art wie die Löcher in eine Gletscherschlifffläche eingesenkt sind, geht hervor, dass sie nicht nach dem Entstehen der Schlifffläche ausgehöhlt sein können. Dadurch ist in aller Schärfe bewiesen, dass

die Töpfe nicht vor und nicht nach, sondern während der Eiszeit entstanden sind. Es kommen noch andere Erscheinungen hinzu: Alle Töpfe sind auf der thalaufwärts gelegenen Seite unterhöhlt, wie dies stets bei Erosion durch „Gletschermühlen" infolge der allmählich schief thalauf einfallenden Lage der Eisschächte eintreten muss; alle finden sich an einer Stelle, wo, durch die Unregelmässigkeit der Thalform bedingt, der sonst ruhige Gletscher stets Spalten werfen musste. Allerdings liegen die Töpfe in einem Thale, das wahrscheinlich ein alter Reusslauf war. Allein das Ausspülen von 7½ m tiefen Töpfen mit Mahlsteinen bis zu 1 m Durchmesser lässt sich mir nur durch einen gewaltigen Sturzbach oder Wasserfall, nicht durch einen Fluss vom Charakter der Reuss bei Luzern denken. Es bleibt nur die Erklärung durch die „Gletschermühle" übrig.

Andere Orte mit Riesentöpfen zeigen entsprechende Umstände. Wenn der Topf sich auf dem Gipfel eines gletscherschliffbedeckten, im Thal freistehenden Hügels befindet, kann nur der Gletscher den Wasserfall geliefert haben. Das Hindernis in seinem Laufe, das der Hügel gebildet hat, veranlasste die Spaltenbildung an dieser Stelle.

Ich bin weit davon entfernt, wie es viele thun, aus jedem „Riesentopf" oder sogar aus jedem Karrentrichter auf Gletscher zu schliessen. Es gibt weit mehr Riesentöpfe und Erosionskessel, die mit der Eiszeit nichts zu thun haben, als solche, deren Erklärung nur durch Gletscher gegeben werden kann. Nur genaues Studium des einzelnen Falles kann entscheiden, ob ein bestimmter Riesentopf zu den Zeugen der Eiszeit zu rechnen ist oder nicht.

6. Erratische Pflanzen.

Es gibt nicht nur erratische Blöcke, sondern auch erratische Pflanzen, welche als Belege eines früher alpin-arktischen Klimas durch das ganze Tiefland der gemässigten Zone gelten. Wir finden:

a) Lebende Kolonien von nicht durch Wind in den Samen übertragbaren alpinen Pflanzen auf den Hügeln

des Molassenlandes, in den Sümpfen hinter den Moränen oder auf grossen erratischen Blöcken.

b) Die alpinen Kolonien im Vorlande bestehen aus Pflanzen, welche im gleichen Gebiete der Alpen ihre Heimat haben wie die erratischen Blöcke in den Umgebungen der Kolonie.

c) Zahlreiche lebende Pflanzenspecies des Cirkumpolargürtels finden sich identisch wieder auf den verschiedenen Gebirgen der gemässigten Zone, während jetzt eine Ausbreitung derselben durch die trennenden Landstriche durchaus unmöglich ist.

Bei a haben wir es in kleinerm, bei c in grösserm Massstabe mit zerrissenen Verbreitungsbezirken zu thun, wie sie einzig durch die Annahme frühern Zusammenhanges erklärbar sind.

d) An zahlreichen Stellen zwischen den Gebirgen der gemässigten Zone und dem Polargürtel, wo jetzt die gemässigte Tieflandsflora herrscht, sind in glacialen Ablagerungen (in feinem Thonschlamm, in geschichtetem Erratikum, in Thon über den Moränen, aber unter dem Torf der Pfahlbauzeit etc.) hoch alpin-arktische Pflanzenspecies fossil erhalten gefunden worden, z. B. Hypnum diluvii, Pinus Cembra (Arve), Salix herbacea, Salix polaris, Salix reticulata, Betula nana, Arctostaphylos uva ursi, Saxifraga oppositifolia, Dryas octopetala etc.

Aus a, b, c, d folgt, dass alpin-arktischer Pflanzenteppich in Zusammenhang mit der Zeit grosser Gletscherverbreitung einst die ganze gemässigte Zone bekleidet hat und dass zur Zeit der erratischen Ablagerungen auch ein dementsprechendes Klima geherrscht haben muss.

7. Erratische Tiere.

Zu den erratischen Pflanzen gesellen sich die erratischen Tiere. Wir finden:

a) Lebende Kolonien von nicht mehr durch Wanderung übertragbaren alpinen oder arktischen Tieren (besonders Insekten und Mollusken) auf den Hügeln des Molassenlandes, in den Sümpfen hinter den Moränen, in

Gesellschaft mit den erratischen Pflanzen und Blöcken. (Heer, Urwelt der Schweiz, 2. Aufl., S. 594.) Solche sind z. B. Chrysomele gloriosa und tristis, Hydroporus septentrionalis, Nebria gyllenhalii etc.

b) Die alpinen Kolonien im Vorlande bestehen aus Tieren, welche im gleichen Gebiete der Alpen ihre Heimat haben wie die erratischen Pflanzen und Blöcke in den Umgebungen der Kolonie.

c) Manche Tierspecies des nordischen Gebietes finden sich identisch wieder in Kolonien auf den verschiedenen Gebieten der gemässigten Zone oder selbst im Meer bei kalten Quellen, während jetzt eine Ausbreitung derselben durch die trennenden Landstriche unmöglich ist. (Nephrops norwegicus im Meerbusen von Quarnero bei kalten Quellen, arktische Tierkolonien im Wener- und Wettersee, Schneehuhn, Schneehase, identische Insekten und Mollusken auf den Alpen und im Norden etc.; vergl. Heer, Urwelt 594.)

d) An zahlreichen Stellen zwischen den Gebirgen der gemässigten Zone und dem Polargürtel, wo jetzt die gemässigte Tieflandsfauna herrscht, sind oft in weiter Verbreitung und in zahlreichen Exemplaren in glacialen oder verwandten gleichzeitigen Ablagerungen (Löss, Moränen, Glacialschutt, Höhlen, höhere Uferlinien, Postglacialgerölle etc.) alpin-arktische Tiere fossil gefunden worden (Rentier, Moschusochs, Vielfrass, Polarfuchs, nordamerikanischer Rotfuchs, Schneehuhn, Gemse, Steinbock, Schneehase, Murmeltier, Lemminge etc., Ciprina islandica im Tuff des Aetna etc.)

e) An gleichen Fundstellen kommen in zahlreichen Resten ausgestorbene Tiere vor, von welchen z. B. angehörten:

1. Sicher ausschliesslich rauhem Klima:

Mammut (Eleph. primigenius), mit Pelz versehen, nordische Pflanzen als Speisereste zwischen Zähnen und im Magen, in stetig gefrorenem Boden Sibiriens gefunden. — Massenhaft.

Rhinoceros tichorrhinus. — Desgleichen.

Insekten: Harpalus laevicollis; mehrere hochalpine Arten von Otiorhynchus.

Mollusken: Besonders Gebirgsarten der Gattung Helix., z. B. H. ruderata.

2. Gemässigtem und rauhem Klima:

Cervus megaceros (irischer Riesenhirsch),
Ursus spelaeus (Höhlenbär),
Ursus priscus,
Bos primigenius (Urochse),
Bos bison priscus (Bison, Wisent).

3. Möglicherweise wärmerm oder auch gemässigtem Klima:

Elephas antiquus,
Hyaena spelaea,
Felis spelaea,
Machairodus latidens.

In klimatischer Beziehung sind stets die Pflanzenfresser entscheidender als die klimatisch viel accommodierbarern Raubtiere. Die Mischung arktisch-alpiner mit gemässigten und vielleicht sogar subtropischen Typen kann uns indessen nicht befremden, wenn wir bedenken, dass in Neuseeland auch jetzt subtropische Gewächse bis nahe an die Gletscher vorkommen, und dass die Gletscher weniger auf grosse Kälte als vielmehr auf nasse Winter hindeuten.

Zu den Geschöpfen der Eiszeit zählt auch der Mensch, der in Europa teils in direkten Resten, häufiger aber in den Produkten seiner Hand in diluvialem Kies, Sand und Thonlagern im Löss, in den Schieferkohlen in Höhlen etc. zusammen mit den aus gleichem Gebiete ausgewanderten oder ganz ausgestorbenen Tieren der Eiszeit gefunden wird. Für die Kulturstufe des diluvialen Menschen von Europa ist bezeichnend: Kein Metall, keine Töpferei; Steinwerkzeuge bloss zugeschlagen, nicht geschliffen, kein Ackerbau, keine Viehzucht, wohl aber eingegrabene Tierzeichnungen auf Knochen und Horn mit ausgezeichnet objektiver Tendenz. Der Mensch der ältern Pfahlbauten hingegen hat Töpferei, geschliffene Steinwaffen, Viehzucht, Ackerbau, lebte nur mit solchen Wildtieren zusammen, die auch noch der historischen Zeit angehören, und folgt der geologischen Periode

nach, welche durch die Zeit grosser Gletscherverbreitung ausgezeichnet ist.

C. Die Eiszeit als Periode.

Die Periode der Erdgeschichte, welcher die Zeit grosser Gletscherverbeitung angehört, heisst Diluvialperiode oder Quartärzeit (Postpliocänzeit, Pleistocänzeit etc.), und diejenigen Epochen dieser Periode, in welche die grosse Verbreitung der Gletscher fällt, heissen Eiszeiten. An manchen Stellen findet man über den tertiären Bildungen Geröll-lager, Lignite, dann echte Moränen, dann wieder Gerölle oder alte Torflager, nochmals Moränen, endlich Gerölle, Thon, Löss, zuletzt noch fortdauernde Bildungen. Bei Wetzikon im Kt. Zürich, wo das sicherste Profil früher zu beobachten gewesen ist, finden sich zwischen den untern und obern Moränen 3 m Schieferkohlen (Lignite) und viele Gerölle, woraus hervorgeht, dass an dieser Stelle auf den Rückzug der Gletscher eine wenigstens 6000 Jahre lange Zwischenzeit folgte, nach welcher der Gletscher nochmals vorrückte. In verschiedenen Gegenden (Schweiz, Schottland, Nordamerika, Frankreich etc.) werden Beweise oder Wahrscheinlichkeiten dafür gefunden, dass die Gletscher zur Zeit ihrer grossen Ausdehnung nicht stationär geblieben sind, sondern mehrfache Schwankungen in ihrem Stande erlitten haben, welche vielleicht bald untergeordneter Natur waren, bald längern Zeitepochen entsprochen haben mögen. Die Bildungen der Eiszeit in Mitteleuropa folgen sich wie die Tabelle auf folgender Seite zeigt.

Man hat noch verschiedene andere Einteilungen versucht. Bei der vorhandenen Mannigfaltigkeit in der lokalen Ausbildung der Erscheinungen wird die Einteilung stets etwas anders ausfallen, je nachdem wir uns mehr an die Bildungen der einen oder der anderen Gegend anlehnen und die ausserhalb liegenden in Parallele zu ziehen suchen. Schon hier sei erwähnt, dass innerhalb der Diluvialperiode eine etwas grössere Schwankung

Periode	Epoche	Bildungen
Jetzige Periode	historisch	nachrömische Eisenkultur, vorrömische Eisenkultur – mit Bos primigenius und Bison europaeus
	vorhistorisch	Pfahlbauten: Bronzekultur – zahmes Pferd, Cervus alces; jüngere Steinkultur – zahmes Rind, Schwein, Schaf und Ziege
Diluvial- oder Quartärperiode	postglacial	Tuffe und Gerölle der tiefern Terrassen (Hochgestade); Thone mit alpin-arktischen Pflanzen im Tieflande; Thallöss und Höhlen mit Mensch, Elephas primigenius, Rhinoc. tichorrhinus, Rentier, Alpenhase, Schneehuhn, Polarfuchs, wildes Pferd, Moschusochs, Ursus spelaeus
	II. Eiszeit	Moränen der innern Züge (Mor. von Zürich etc.)
	Interglacialzeit	Tuffe von Cannstatt; Berglöss, Mosbacher Sand; Schieferkohlen der Schweiz mit Elephas antiquus, Rhinoceros Merkii und Spuren des Menschen; Kohlen von Val di Chiana etc.; löchrige Nagelfluh des Uetlibergs; höchste Litoralmuschelbänke von Skandinavien
	I. Glacialzeit	Unterste und äusserste Moränen und Grundmoränen; Grundmoränen unter den Schieferkohlen; oberste Block- und Schliffgrenze; Moräne auf dem Gipfel des Uetliberg (Zürich)
	Präglacialzeit	Mischung von Moränen mit pliocänem Meer am Südabhang der Alpen; Gerölle von St. Prest und Chartre mit Eleph. meridionalis, Rhinoc. etruscus, Hippopot. major; Forestbed von Norfolk mit Eleph. antiquus und Hippopot. major, Urs. spelaeus Machairodus latidens, pliocäne Hirsche, Megaceros hibernicus; Lignite von Leffe; Gerölle
Tertiäre Periode	(Pliocän) Miocän	Aufrichtung der Molasse (Hauptfaltung der Alpen)

im Gletscherstande derart, dass man zwei Eisepochen mit einer interglacialen Epoche unterscheiden kann, ziemlich überall auf der Nordhalbkugel nachweisbar ist. Dabei können freilich direkte Beweise dafür, dass in weit auseinander gelegenen Gebieten diese Schwankungen wirklich gleichzeitig gewesen seien, bisher nicht sicher gegeben werden. Dass die Gletscher z. B. in den Alpen exakt zur gleichen Zeit ihre grösste Verbreitung hatten wie diejenigen in Skandinavien, ist nicht sicher, wohl aber steht fest, dass dies innerhalb des gleichen geologischen Zeitabschnittes geschah.

D. Die Ausbreitung der Eiszeitspuren.

Die Spuren früher grösserer Verbreitung der Gletscher lassen sich teils durch die Gletscherwirkungen in der unorganischen Natur, teils durch die Verbreitung alpin-arktischer Pflanzen und Tiere in vielen Gebieten der Erde nachweisen. Die bezüglichen Untersuchungen sind aber noch keineswegs abgeschlossen und in vielen Gebieten sind die Geologen über die Deutung der Erscheinungen noch uneinig. Mancher Irrtum und manche Uebertreibung wäre ferne geblieben, wenn die Geologen, welche sich mit solchen Fragen beschäftigt haben, vorher eine gründliche Anschauung bestehender Gletscher und ihrer Phänomene gewonnen hätten.

Von Gebiet zu Gebiet treten allerlei Modifikationen in den Erscheinungen auf. Sicher ist grosse Verbreitung der Gletscher nachgewiesen in folgenden Gebieten:

In den gesamten Alpen. Dabei zeigt sich die Vergletscherung offenbar stärker im centralen und westlichen, als im östlichen Teil. Auf der Nordseite reichten die Gletscher weit über das eigentliche Alpengebiet bis gegen die Donau, an den Jura und über denselben hinaus. Am Südgehänge traten die Gletscher nur noch wenig in die Poebene hinaus. Die grössten Sammelgebiete haben auch die grössten Gletscher geliefert. Der alte Linthgletscher hatte etwa 1000 km², der alte Aargletscher 650, der

Reussgletscher 1900, der Rhein- und Rhonegletscher über 5000 km² Fläche, der Inngletscher ausserhalb der Alpen circa 2500 km². Die obern Grenzen der Gletscherspuren weisen thalauswärts ein Gefälle auf, welches meist noch steiler ist als dasjenige des grönländischen Binneneises. Ueber den Thälern des schweizerischen Molassenlandes lag vielerorts der Eismantel 400 bis sogar 1000 m mächtig. (Näheres in zahlreichen Werken; soeben ist die Karte der erratischen Erscheinungen der Schweiz von A. Favre erschienen.)

In den Pyrenäen stiegen die Gletscher, besonders auf der Nordseite, tief in die Thäler hinab, allein ihre äussersten Moränen lagen noch in den Gebirgsthälern, sie reichten nicht auf die umgebenden Regionen hinaus. Die Serra d'Estrella in Portugal weist echte Gletscherschliffe auf, das Gleiche wird von der S. Nevada und S. Guadarrama gemeldet. Aus den Vogesen in ausgezeichneter Weise, und, zwar weniger klar, auch aus dem Schwarzwald, Jura, Harz, ferner aus Cantal (Auvergne), Corsica, den Karpathen sind Spuren echter Vergletscherung in zahlreichen Moränen gefunden. Dagegen kennt man aus den östlichern Gebirgen Europas (Balkan) bisher keine „Eiszeit".

Der Kaukasus hatte seine Eiszeit, allein nur derjenigen der Pyrenäen, nicht derjenigen der Alpen ähnlich. Die Nordseite (E. Favre) ist viel reicher an Erratika als die Südseite.

In ausgezeichneter Weise treten die Eiszeiterscheinungen in Skandinavien auf und sind daselbst von den schwedischen und norwegischen Geologen eingehend studiert worden. Das Land ist vom Gebiet der jetzigen Gletscher weg bis über die Küstenklippen mit echten Gletscherschliffen bedeckt, in den Thälern liegen alte Moränen. Das Land stand am Anfang der Eiszeit höher, später aber war es tiefer im Meere versenkt als jetzt. Alte Uferlinien, jetzt bis 200 m oder gar 500 m über dem Meere gelegen, sowie die untersten Muschelbänke der Buchten enthalten hochnordische Tiere; bei den successive tiefern Uferlinien und höhern Muschelbänken

fehlen mehr und mehr die hochnordischen Gestalten. Die Gletscherschrammen strahlen im allgemeinen radial von der Gebirgsmasse aus und setzen in gleicher Richtung in Finnland jenseits des bothnischen Busens wieder fort, wo die alten Gletscher noch eine weite Ausdehnung gewonnen hatten. Das ganze Land mit Ausnahme weniger einzelner Höhen lag im Eise begraben und muss vielfach wie Innergrönland ausgesehen haben.

Ganz ähnlich wie in Skandinavien sind die Erscheinungen in Britannien, Irland, besonders Schottland, Farör. Boulder-Clay (Grundmoränen), Endmoränen, ausgezeichnete Gletscherschliffe und auch Beweise für höhere Uferlinien zur Eiszeit sind in deutlichster Weise ausgesprochen. Auch in Irland hatten die Gletscher grössere Verbreitung.

Es ist nicht immer leicht, Treibeiswirkungen und Wirkungen der Gletscher selbst zu unterscheiden. Wie weit das eine, wie weit das andere gewirkt hat, ist noch nicht überall entschieden. In neuerer Zeit haben sich aber durch genaues Studium des nordischen Diluviums, das aus skandinavischen Gesteinen mit solchen der Gegend gemischt besteht, und wo deutlicher Parallelismus zwischen den Wegen der Blöcke und den Schrammen auf dem anstehenden Felsen vorhanden ist, die Belege dafür sehr gehäuft (Johnstrup, Berendt, H. Credner etc.), dass der Gletschermantel Skandinaviens als zusammenhängender Kontinentalgletscher nicht nur über den bothnischen Busen, sondern bis über Dänemark, Holland und Norddeutschland und einen Teil von Russland hinaus, teilweise auch noch nach Nordfrankreich gereicht hat. Das Centrum dieser Vergletscherung war das skandinavische Gebirge. In Deutschland sind die Gletscherschliffe auf anstehendem Fels zuerst von Sefström schon 1836 gefunden worden. Geschrammte deutsche Geschiebe sind noch beweisender.

Während die indische Halbinsel bisher keine Spuren einer kältern Epoche nachweisen liess, war der eigentliche Himalaya offenbar bedeutend stärker vergletschert als jetzt. Erratische Blöcke und deutliche alte

Endmoränen steigen im östlichen Teile bis 2000 oder 2500 m Meerhöhe hinab, im westlichen sogar bis auf fast bloss 1000 m Meerhöhe. In den übrigen peripherischen Gebirgen von Hochasien, im Hindukusch, im Alaitag und westlichen Thian-Chan haben die Gletscher früher eine grössere Ausdehnung gehabt, als jetzt. Gehen wir aber an die tibetanischen innern Gehänge und Ketten, so suchen wir vergeblich nach einer Eiszeit und im Altai waren die Gletscher nur wenig grösser als jetzt. In den östlichsten Ketten in Nordchina hat Richthofen keine Gletscherspuren gefunden, und aus fast ganz Nordasien bis ans Meer kommen nur negative Berichte. Auch der Ural scheint nie Gletscher gehabt zu haben. Kleinasien hat, vielleicht mit teilweiser Ausnahme des Libanon, keine Spuren alter Gletscher. Im ganzen genommen ist der Grössenunterschied jetziger und früherer Gletscher auch in den Südkämmen des westlichen Himalaya viel geringer als in den Alpen; die Eiszeit des Himalaya war relativ viel weniger grossartig ausgesprochen als diejenige der europäischen Hochgebirge.

Aus ganz Afrika fehlen sichere Belege für frühere Vergletscherung der dortigen Gebirge, mit Ausnahme einiger Moränen, welche bei 1800 bis 2100 m ü. M. im Atlas sich finden sollen. Die aus Südafrika von 35° S. Br. gemeldeten Gletscherspuren bedürfen sehr der Bestätigung. In dem auch jetzt gletscherfreien Australien konnte bisher nichts von Erratika aufgefunden werden.

Auf Neuseeland fehlt es nicht an sichern Belegen für die früher grössere Ausdehnung der Gletscher. An der Westseite der neuseeländischen Alpen sind sie wohl bis zum Meere hinabgestiegen. Allein diese früher grössere Ausdehnung ist nicht in gleichem Masse gewaltiger wie sie z. B. in den Alpen war. Ebenso scheint es sich in Südamerika zu verhalten, wo die früher grössere Gletscherausdehnung mehr bloss wie eine etwas grössere Schwankung innerhalb der jetzigen allgemeinen Verhältnisse erscheint. Bisher sind freilich noch zu wenige Naturforscher durch diese Gebiete gewandert, um sicher urteilen zu können. Südchili soll mit erratischen Blöcken überstreut sein.

In Grönland und Spitzbergen müssen die Gletscher früher wie alte Schliffe und Moränen beweisen, noch grösser als jetzt gewesen sein, doch ist der Unterschied von damals und jetzt verhältnismässig gering. Vom Grinnelland werden Spuren früher grösserer Gletscher gemeldet.

In Nordamerika finden wir in den Küstenketten von Kalifornien keine Gletscherreste, wohl aber sind dort in der Sierra Nevada alte Gletscher bis zu 60 und 70 km Länge und bis zu 1000 oder 1500 m ü. M. hinabsteigend unter dem 37° N. Br. nachgewiesen worden. Weiter nördlich mit dem Sinken der Kette werden die alten Gletscher kleiner.

Ein grosser Teil von Nordamerika bis zum 40.° N. Br. (New York, ungefähr geographische Breite von Neapel) ist mit dem „nordischen Drift" bedeckt. Dasselbe besteht aus meist geschichteten Geschieben, die grösstenteils aus der Nähe stammen, denen aber gewöhnlich weiter von Norden kommende Stücke beigemengt sind. Die ganze Bildung hätte wohl niemals anders als eine Wirkung des Transportes durch Wasser aufgefasst werden können, wenn nicht an zahlreichen Stellen geschrammte Felsen und oftmals geschrammte Geschiebe dazwischen zum Vorschein kämen. Allein die Schrammen finden sich fast nur in den Thälern, sie laufen von einzelnen Berggruppen (z. B. den Weissen Bergen) radial aus, und gehen mit seltenen Ausnahmen in der lokalen Thalrichtung. Von Dana und andern wird angenommen, dass ganz Nordamerika, soweit die „nordische Drift" reiche, von einem aus Norden kommenden Kontinentalgletscher bedeckt war, während andere Geologen mit Whitney an ihrer Spitze zu dem Schlusse gelangen, dass eigentliche Vergletscherung nur von einzelnen Berggruppen ausgegangen, und dass Wassertransport, teilweise Bedeckung mit Seen und Meer und besonders auch Treibeis bethätigt gewesen seien. Sie heben hervor, dass für eine Kontinentaleismasse aus dem Norden jedes Ausstrahlungsgebiet, ähnlich wie etwa Skandinavien für Nordeuropa, fehle, und dass vielfach Wasserwirkungen dem

Eise irrtümlich zugeschrieben worden seien. Dass starke relative Niveauschwankungen während der „Eiszeit“ auch in Nordamerika vorgekommen sind, ist aus marinen, arktische Fossilien enthaltenden Einlagerungen im „Boulder-Clay“ hoch über dem jetzigen Niveau des Meeres, sowie aus den Flussterrassen zweifellos zu ersehen. Im hocharktischen Nordamerika konnten so wenig wie im arktischen Asien Spuren einer früher wesentlich grössern Verbreitung der Gletscher entdeckt werden.

Ueberblicken wir das Ganze, so müssen wir zugestehen, dass in früherer Zeit grosse Gletscher fast nur da gewesen sind, wo auch jetzt noch Gletscher vorkommen; dass ferner an vielen Orten (Südamerika, Neuseeland, ganz Asien, Kaukasus, Pyrenäen) die frühere Vergletscherung nur als eine dem Grade nach verstärkte Ausbildung der jetzigen erscheint, und der geologisch gesprochen jüngsten, oft mit dem Dasein des Menschen in den betreffenden Gegenden zusammenfallenden Epoche angehört. Sehr bedeutend ist die Vergletscherung der Vergangenheit fast nur in Europa und Nordamerika. Allein auch da schmiegt sie sich den bestehenden klimatischen und orographischen Bedingungen an, indem, nach dem Vorbilde des jetzigen Grönlandes teils die Alpen, besonders aber Skandinavien, teilweise auch Schottland als Gletscherausstrahlungsgebiete wirken, und die Tropenzone wie das trockene Innerasien eisfrei bleiben. Eine allgemeine Gletscherkappe über der ganzen arktischen Region, welche radial nach Süden vorschritt, wie man sie anzunehmen geneigt war, kann nirgends nachgewiesen werden. Es ist klar, dass, selbst wenn wir nur die Nordhalbkugel in Betracht ziehen, diejenigen Flächen, welche von der grössern Ausdehnung des Eises nicht berührt worden sind, und welche selbst kaum eine sehr wesentliche Klimaveränderung empfunden haben können, unvergleichlich ausgedehnter sind, als diejenigen, welche eine Eiszeit erlebt haben. In der That finden wir in zahlreichen Regionen der Erde durch ihre Versteinerungen keinerlei Andeutung einer kalten Periode. Im grossen ganzen überblickt, erscheint uns somit die Eiszeit bloss

als eine Periode, in welcher die Gletscher eine auffallend starke Schwankung im Sinne der Vergrösserung ausgeführt haben, nicht aber als ein Ereignis ausserordentlicher, ganz fremdartiger Natur, das die ganze Erde auffallend beeinflusst hätte. Die Unterschiede von Eiszeit und Gegenwart in Beziehung auf die klimatischen Bedingungen der Erde sind mehr quantitativer als qualitativer Natur.

Nun aber steigt die Frage auf, ob die Eiszeiten der verschiedenen Gebirgsregionen gleichzeitig bestanden haben oder nicht. Für ganz Europa ist die Zugehörigkeit der Eiszeiten zu ein und derselben geologischen Periode, dem Diluvium oder der Quartärzeit, durch verschiedene Thatsachen bewiesen, womit freilich nicht gesagt sein soll, dass die Gletscher überall gleichzeitig ihr Maximum gehabt haben. Innerhalb der Diluvialperiode haben noch allerlei Unregelmässigkeiten Raum. Für Europa im Vergleich mit Nordamerika ist die allgemeine Gleichzeitigkeit der Eiszeiterscheinungen sehr wahrscheinlich. Die Ursachen derselben müssen also wohl gleichzeitig die ganze Nordhalbkugel betroffen haben. Für die Südhalbkugel im Vergleich zur Nordhalbkugel ist die Gleichzeitigkeit der Eiszeiterscheinungen sehr fraglich. Da in der Tropenzone gar nichts von Eiszeit bemerkbar ist und nach den Verhältnissen in Neuseeland schon nahe an den grossen Gletschern Pflanzen und Tiere eines warmen Klimas leben können, so fehlt uns jede Brücke zum Vergleiche beiderseits der Tropen.

E. Die Ursachen der Eiszeit.

Wir stehen vor einem Berge von Vermutungen, deren manche sehr unberufenen Geistern entsprungen sind. Hypothese wurde auf Hypothese gehäuft, vielfach ohne alle ausreichende Kenntnis der Entstehungsbedingungen von Gletschern. Dazwischen fallen wieder scharfsinnige theoretische Spekulationen, geistreiche Verwertungen beobachteter Thatsachen, vielfach aber auch ein-

seitige Uebertreibung einzelner Beobachtungen, die nun den Schlüssel für das ganze komplizierte Problem bilden sollten. Es kann hier nicht unsere Aufgabe sein, uns in kritischem Gange durch dieses Gewirre von Gutem und Unbrauchbarem hindurchzuarbeiten. Wir haben hier nur die Hauptgesichtspunkte zu markieren. Näheres findet man unter anderem in folgenden Werken:

Croll, Climate and Time in their geological Relations, a theory of Secular Changes of the Earth's Climate, London 1875.

J. D. Whitney, The Climatic changes of later geological Times, Cambridge 1882.

G. Pilar, Ein Beitrag zur Frage über die Ursache der Eiszeiten, Agram; enthält eine Zusammenstellung und Diskussion der verschiedenen Hypothesen.

Alex. v. Woeikof, Gletscher und Eiszeiten in ihrem Verhältnisse zum Klima. Zeitschr. der Gesellschaft für Erdkde. Berlin 1881.

Heer, Urwelt der Schweiz, 2. Aufl., S. 660 bis 671.

Die zahllosen Einzelaufsätze über dieses Thema können wir selbstverständlich nicht aufzählen. In obigen Arbeiten wird der Leser die Mehrzahl derselben citiert finden.

Dass andere klimatische Verhältnisse die Eiszeit bedingt haben müssen, ist aus dem Wesen der Gletscher selbstverständlich. Das Klima wird beeinflusst von terrestrischen und von kosmischen Faktoren. Manche suchen die Erklärung für die Eiszeit in den erstern, andere in den letztern, noch andere in einer Kombination von beiden.

1. Es ist sicher, dass zur Eiszeit die terrestrischen, das Klima beeinflussenden Verhältnisse anders waren als jetzt, und zwar in dem Sinne, dass in der That die Nordhalbkugel kühler und bedeutend feuchter, also wohl auch niederschlags- und gletscherreicher gewesen sein muss als jetzt.

Skandinavien und Russland waren noch getrennt, das Eismeer stand in offener Verbindung mit dem Baltischen Meere. Europas Tiefebenen waren meerbedeckt,

Europa mit Britannien in Inseln aufgelöst, Nordafrika zum Teil unter Wasser. Ebenso waren Skandinavien und Nordamerika im damaligen Eismeere tiefer versenkt, also die Nordhalbkugel damals ähnlich wasserreich wie jetzt die in einer Art Eiszeit stehende Südhalbkugel. In Asien, das so viele geschlossene hydrographische Becken hat und wo wir jetzt Schritt für Schritt auf die Spuren des Zusammenschwindens früher enormer Wasserflächen noch in der historischen Zeit und der Gegenwart sich fortsetzend treffen, war die Feuchtigkeit abgebende Fläche eindringend bis zwischen die Gebirge hinein unvergleichlich grösser als jetzt; das Gleiche gilt von manchen Teilen Nordamerikas. Das Zurückgehen der Meere von der Nordhalbkugel kann verschiedene terrestrische wie kosmische Ursachen haben, das Schwinden der Seen in den geschlossenen Becken muss auf Abnahme der Niederschläge und Zunahme trockener Winde, also auf einen Austrocknungsprozess (Desiccationstheorie von Whitney) zurückgeführt werden.

2. Kosmische Ursachen können teils direkt, teils indirekt das Klima der Erde beeinflussen.

Direkt wirken Wechsel in der Intensität der Sonnenstrahlung und in der Temperatur verschiedener vom Sonnensystem durchlaufener Teile des Weltraumes und dergleichen.

Indirekt wirken Perioden in der Excentricität der Erdbahn, Vorrücken der Tag- und Nachtgleichen, Schwankungen der Erdachse, Aenderung in der Lage der Pole.

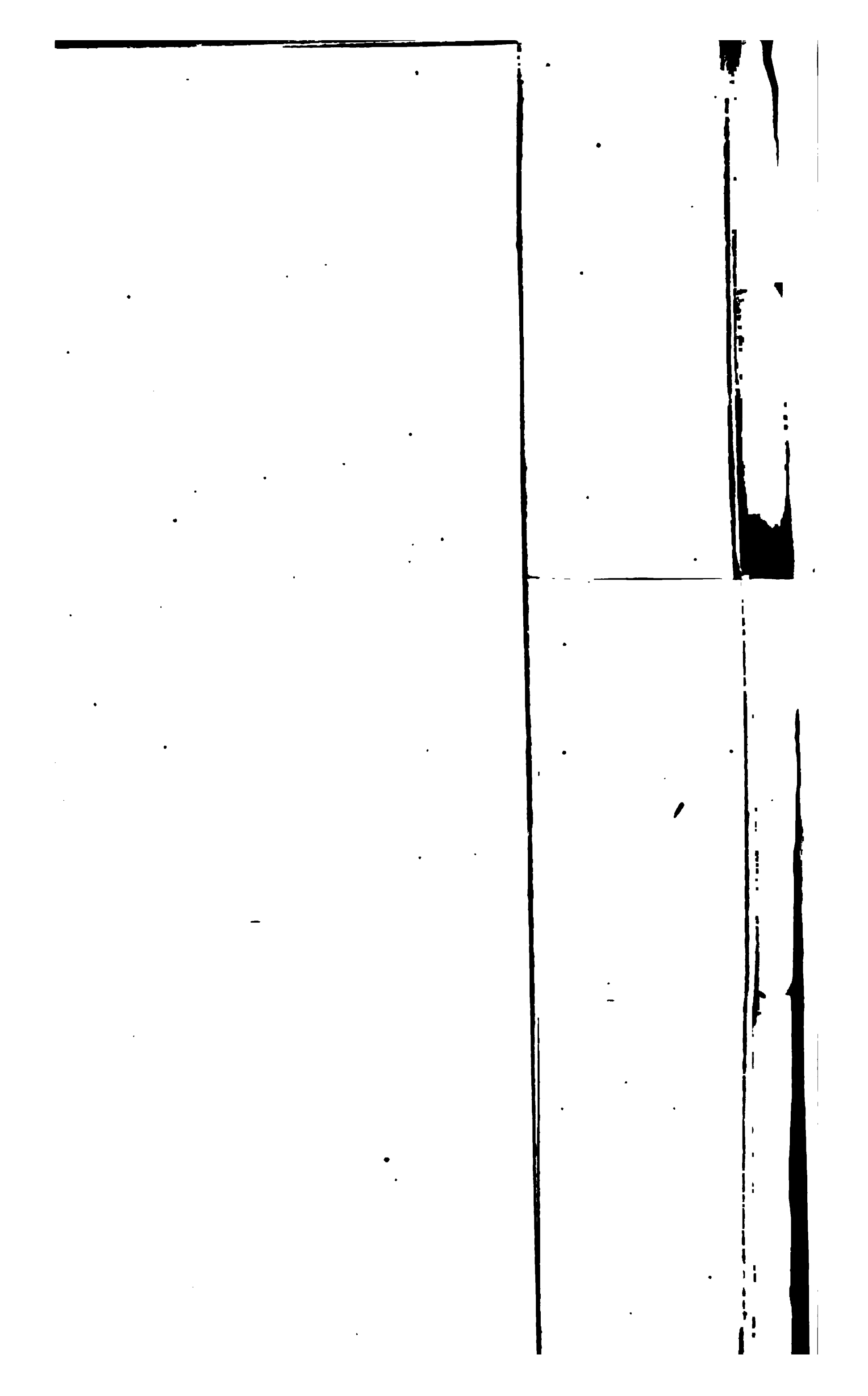
Folgen solcher Erscheinungen, wie die Anhäufung von enormen Eismassen um einen Pol, können wieder als sekundäre Ursachen arbeiten, indem die dadurch bewirkte Verschiebung des Erdschwerpunktes eine Vermehrung der Wasserfläche auf der betreffenden Halbkugel nach sich zieht.

Ob wir den terrestrischen oder den kosmischen Erscheinungen mehr Gewicht beilegen, so müssen wir immer bedenken, dass sowohl vermehrte Feuchtigkeit als auch etwas niedrigere Temperatur zur Erklärung der Eiszeit notwendig sind. Das erstere ist wohl das schwerer wie-

gende, in früheren Spekulationen sehr oft unbeachtete; aber nach Heer beweisen die Pflanzen der Eiszeit ganz unzweifelhaft für die Schweiz z. B. auch eine um 3° bis 4° niedrigere mittlere Jahrestemperatur als wir sie heute haben. Verhältnisse, die nur das eine von beiden ändern, können nicht die Eiszeit erklären. Eine allgemein niedrigere Temperatur könnte schon deshalb keine Eiszeit herbeiführen, weil dabei die Verdunstung und dadurch die Niederschläge geringer würden. Konzentration der Niederschläge auf die kalte Jahreszeit, grössere Konzentration der Wärme in die Aequatorialgegenden, oceanischeres Klima der gemässigten und kalten Zonen müssen am stärksten Gletscher erzeugend wirken.

Die meisten kosmischen Ursachen, an die man ernstlich gedacht hat (Schiefe der Ekliptik, Wechsel in der Excentricität der Erdbahn etc.) kehren periodisch wieder und erzeugen einen regelmässigen Wechsel zwischen beiden Halbkugeln. Wenn solche Ursachen vorherrschend die Eiszeit bedingt hätten, so müsste sie periodisch wiederkehren und schon oftmals dagewesen sein. Man kennt nur lokal einige Vorkommnisse von Erratika in ältern Bildungen (miocän an der Superga bei Turin, eocän im Flysch am Nordrand der Alpen, cretacisch in England etc.); allein diese Erscheinungen stehen noch so lokalisiert und vereinzelt da und werden vom Charakter der Tier- und Pflanzenwelt der betreffenden Schichten in der Deutung auf Eistransport so wenig unterstützt, dass nur derjenige sie für beweisend hält, der schon von vorneherein von der Periodicität der Eiszeiten überzeugt ist. Ein Zusammentreffen günstiger terrestrischer und kosmischer Ursachen kann die Eiszeit erzeugt haben. Die Natur arbeitet ja selten so einfach, dass sie nur eine einzige Ursache ins Spiel bringt.

Bis zur Stunde müssen wir eingestehen, dass wir die tiefere Ursache der Eiszeit noch nicht kennen, so vielerlei verschiedene Gründe uns denkbar erscheinen mögen. Die Lösung auch dieser Frage ist der Zukunft überbunden!






K.F.K. B.S.

